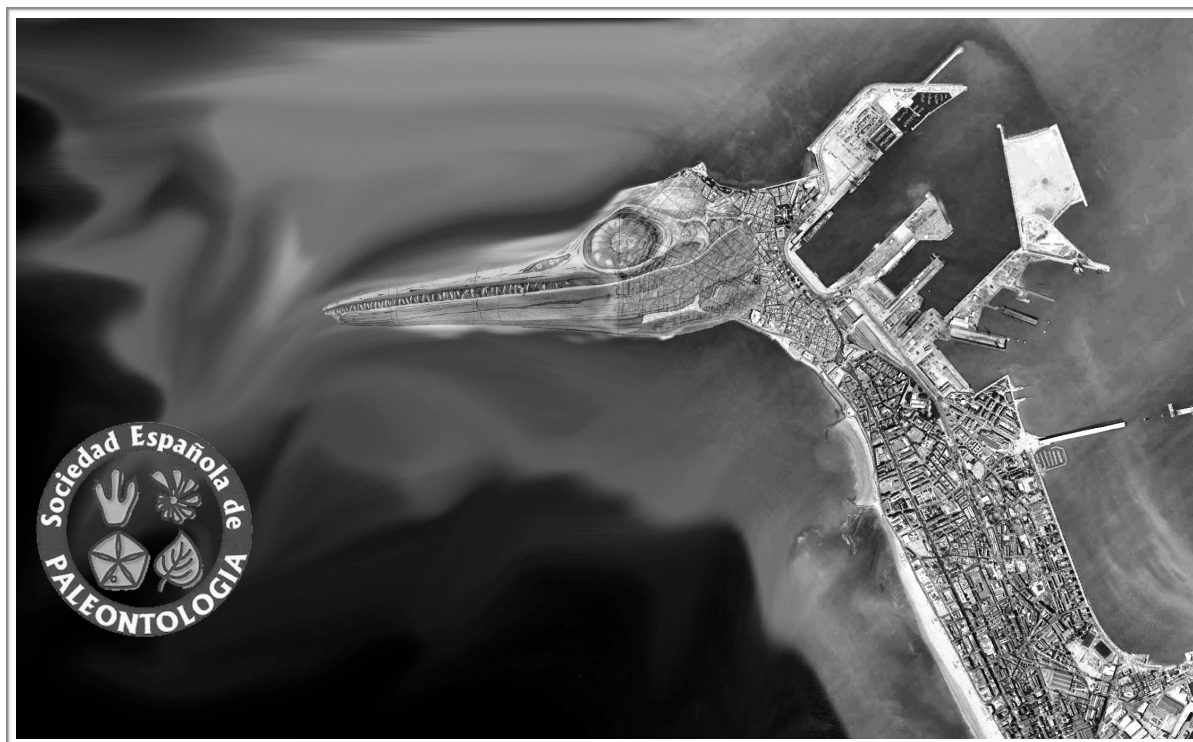


33 JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

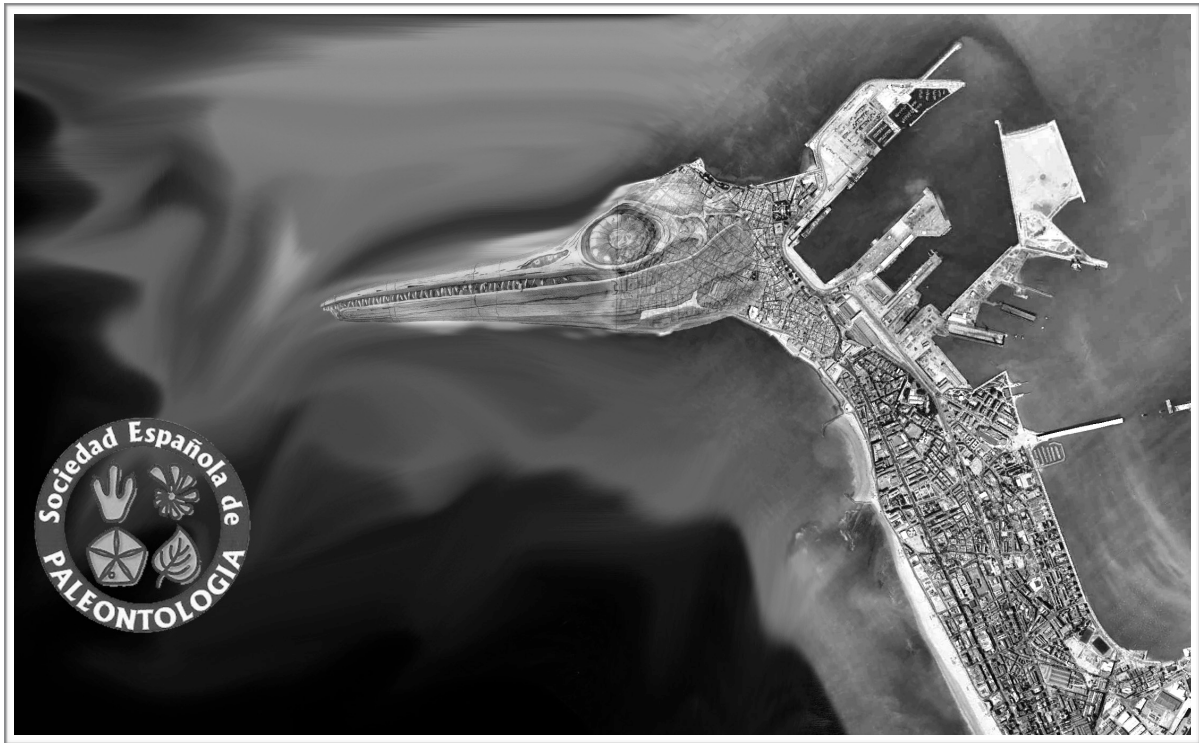
Sociedad Española de Paleontología



Cádiz, 27–30 Septiembre 2017

33 JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Sociedad Española de Paleontología



Libro de Resúmenes

Cádiz, 27–30 Septiembre 2017

33 JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA
Sociedad Española de Paleontología

Cádiz, 27-30 Septiembre 2017

O'Dogherty, L. coord. (2017). *33 Jornadas de Paleontología. Sociedad Española de Paleontología*. 232 p.

ORGANIZAN

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz
Instituto Universitario de Investigación Marina (INMAR)
Sociedad Española de Paleontología

COLABORADORES

Ayuntamiento de Cádiz
Campus de Excelencia Internacional del Mar, CEI- Mar
Vicerrectorado de Investigación, Universidad de Cádiz



EDICIÓN: Sociedad Española de Paleontología

COORDINACIÓN: Luis O'Dogherty

DEPÓSITO LEGAL: GR-1095-2017

IMPRESO: Producción Serplo S.L. (Peligros, Granada)

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

ORGANIZACIÓN - 33 JORNADAS SEP

COMITÉ ORGANIZADOR

L. O'Dogherty, Universidad de Cádiz (coordinador)
R. Aguado, Universidad de Jaén
J. Aguirre, Universidad de Granada
M. Company, Universidad de Granada
M. Luján, Universidad de Cádiz
Á. Sánchez-Bellón, Universidad de Cádiz
J. Sandoval, Universidad de Granada

JUNTA DIRECTIVA DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

M.J. Comas-Rengifo, Presidenta
F.J. Rodríguez-Tovar, Vicepresidente
A. García Forner, Secretaria
H. Botella, Tesorero
J. Aguirre, Editor Spanish Journal of Palaeontology
C. Álvarez-Vázquez, Vocal
E. Caus, Vocal
E. Fernández-Martínez, Vocal
E. Peñalver Mollá, Vocal
P. Plasencia Camps, Vocal

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA

Comité Científico - 33 JORNADAS SEP

Coordinador L. O'Dogherty

Universidad de Cádiz

D.M. Alba

Instituto Catalán de Paleontología

L. Alcalá Martínez

Museo Aragonés de Paleontología

L. Alegret

Universidad de Zaragoza

C. Álvarez Vázquez

Real Jardín Botánico de Córdoba

S. Blanco Ferrera

Universidad de Oviedo

C. Castillo Ruiz

Universidad de la Laguna

E. Caus

Universidad Autónoma de Barcelona

H.A. Corbí Sevilla

Universidad de Alicante

G. Jiménez Moreno

Universidad de Granada

G. Martínez Gutiérrez

Universidad Complutense de Madrid

E. Mayoral Alfaro

Universidad de Huelva

X. Murelaga Bereicua

Universidad del País Vasco

P. Palmqvist

Universidad de Málaga

E. Peñalver Mollá

Instituto Geológico y Minero de España

J.N. Pérez Asensio

Universidad de Barcelona

L. Rodríguez García

Universidad de Burgos

LIBRO DE RESÚMENES

33 JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Sociedad Española de Paleontología

Cádiz, 27-30 Septiembre 2017

SESIONES CIENTÍFICAS - 33 JORNADAS SEP

Tema Monográfico de las Jornadas:

Contribución de la Paleontología en los estudios Paleoceanográficos

Conferencias Inaugural:

Dr. Francisco J. Sierro (U. Salamanca)

Conferencias Invitadas:

Dr. Peter O. Baumgartner (U. Lausana)

Dr. José Noel Pérez Asensio (U. Barcelona)

Sesiones Científicas:

Sesión A: Paleoceanografía

Sesión B: Icnología

Sesión C: Corales

Sesión D: Vertebrados

Sesión E: Técnicas y Taxonomía

Sesión F: Trilobites y Conodontos

Sesión G: Flora y Patrimonio

33 JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Sociedad Española de Paleontología

Depósito Legal: GR-1095-2017

ÍNDICE

- Aguado et al.	11
- Aguirre et al.	16
- Álvarez Vázquez et al.	19
- Baumgartner et al.	21
- Belaústegui & Belaústegui	25
- Belaústegui et al. 1	28
- Belaústegui et al. 2	32
- Blanco-Ferrera et al.	35
- Comas Rengifo et al.	38
- Consorti & Caus.....	42
- De Renzi et al.	45
- Domínguez García et al.	49
- Dorador & Rodríguez-Tovar	52
- Dorador et al.	55
- Figueirido	58
- Figueirido et al.	61
- Fraguas et al.	64
- García-Alcalde	67
- García Forner et al.	70
- García-Vicente et al.	74
- Gilabert et al.....	77
- Giner-Baixauli et al.	80
- Gozalo et al.	83
- Guerra Merchán et al.	86
- Kilic et al. 1	90
- Kilic et al. 2.....	92

- Knight et al.	94
- Łaska et al.	97
- Lozano Luz et al.	99
- Márquez Aliaga et al.	103
- Martín Abad et al.	105
- Martín Arnal et al.	108
- Martínez	113
- Martínez-Pérez et al.	115
- Mateos-Carralafuente et al.	117
- Mayoral Alfaro et al.	120
- Morey	124
- Morey & Forteza	127
- Muñiz et al.	130
- Palmqvist et al.	134
- Pérez Asensio et al.	138
- Pérez-Claros	142
- Pérez-Claros & Palmqvist	144
- Pozo Canales	148
- Reolid et al.	150
- Rita et al.	153
- Rodríguez et al.	156
- Rodríguez & Rodríguez Castro	159
- Ros Montoya et al.	162
- Salazar Ramírez & Herrero	165
- Sandoval	168
- Serrano et al.	172
- Sierro	176
- Usera Mata et al.	178
GUÍA DE CAMPO: El Plioceno marino de la costa de Cádiz	183
ÍNDICE DE AUTORES	223
PROGRAMA	225

Bioestratigrafía de alta precisión del Barremiense mediterráneo mediante nanofósiles calcáreos

ROQUE AGUADO¹, MIGUEL COMPANY², MATHIEU MARTINEZ³, FRANCISCO JAVIER MARTÍNEZ-LÓPEZ⁴, LUIS O'DOHERTY⁴, ÁNGEL SÁNCHEZ-BELLÓN⁴ & JOSÉ SANDOVAL²

1) Dpto. Geología y CEACTierra, EPS-Linares, Universidad de Jaén. Avda. de la Universidad (Cinturón Sur) s/n, 23700 Linares, Jaén.

raguado@ujaen.es

2) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n Universidad de Granada, 18002 Granada.

mcompany@ugr.es; sandoval@ugr.es

3) MARUM, Universität Bremen, Leobener Str. 8, 28359 Bremen, Alemania.

mmartinez@marum.de

4) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real, Cádiz.

javier.martinez@uca.es; luis.odogherty@uca.es; angel.sanchez@uca.es

Uno de los principales objetivos en el desarrollo del proyecto de investigación CGL2014-52546-P es la estimación, lo más exacta posible, de la duración del piso Barremiense (Cretácico inferior). Para alcanzarlo, se necesitará de la interacción e integración de los datos obtenidos mediante herramientas cronoestratigráficas básicas (químico-, magneto-, y bioestratigrafía) en un marco calibrado por métodos astronómicos (cicloestratigrafía). La identificación de las ciclicidades de Milankovitch, deducidas a partir del estudio de la susceptibilidad magnética, contenido en CaCO₃ y mineralogía de arcillas, proporcionarán la base para una calibración cronológica precisa del Barremiense. Disponer de datos bioestratigráficos precisos es fundamental para el establecimiento de los

límites de piso. Además es muy importante y útil la calibración geocronológica, mediante cicloestratigrafía, de los límites zonales/bioeventos de los diferentes grupos fósiles. Aquí se presentan los resultados del estudio bioestratigráfico preciso de las asociaciones de nanofósiles que permitirán su posterior calibración geocronológica.

Para llevar a cabo los objetivos propuestos, se han seleccionado dos sucesiones (Valentín, X.V₁: 75.50 m de espesor, y Barranco de Cavila, X.Kv₂: 67.70 m de espesor) constituidas por materiales depositados en medios pelágicos, y pertenecientes al Subbético de la Cordillera Bética. Ambas están bien datadas mediante ammonites (Aguado *et al.*, 1997, 2014; Company *et al.*, 2003) y en su conjunto comprenden el intervalo entre el Hauteriviense superior y el Aptiense inferior sin que se hayan detectado discontinuidades apreciables. Para la realización del estudio cicloestratigráfico se ha realizado un denso muestreo cuyo intervalo se ha mantenido prácticamente constante (entre 6 y 8 cm, promedio 7 cm) a lo largo de ambas secciones. En total se han recogido 2027 muestras en el intervalo completo (1073 en X.V₁ y 954 en X.Kv₂). Con objeto de refinar todo lo posible el marco bioestratigráfico, y aprovechando la elevada resolución del muestreo realizado, se acometió la realización de un estudio de alto detalle de ambas sucesiones mediante nanofósiles calcáreos.

La preservación general de las asociaciones de nanofósiles a lo largo de todo el intervalo estudiado es moderada-buena (mejor en las muestras tomadas en los niveles margosos que en los más calcáreos). Las asociaciones están dominadas por taxones con afinidad tethísica.

Como consecuencia de la elevada resolución del muestreo se han podido identificar, con una gran precisión, los biohorizontes de primera aparición (BPA) y última presencia (BUP) de varios marcadores bioestratigráficos, así como los límites entre las zonas basadas en nanofósiles a lo largo de todo el intervalo estudiado. Se han identificado los BUP de *Lithraphidites bollii* (muestra X.V₁-206, parte baja de la Subzona de *Pseudothurmannia catulloi*), *Micrantholithus spinulentus* (muestra X.V₁-445, parte inferior de la Subzona de *Psilotissotia colombiana*), y *Calcicalathina oblongata* (muestra X.V₁-577, 86 cm por debajo del techo de la Zona de *Kotetishvilia nicklesi*) (**Fig. 1**). Del mismo modo, se han registrado los BPA de *Flabellites oblongus* y *Lithraphidites* sp. cf. *L. magnus* (muestras X.V₁-826 y X.V₁-838 respectivamente) dentro de la parte inferior de la Zona de *Moutoniceras moutonianum*). La escasez/pobre preservación de las asociaciones en la parte basal de la sección X.Kv₂ no ha permitido, por el

momento, situar con precisión el BPA de *Lithraphidites magnus*, que queda situado entre las muestras X.Kv₂-25 y X.Kv₂-62 (parte alta de la Zona de *Toxancyloceras vandenheckii*). Finalmente, éste es seguido por los BPA de *Micrantholithus stellatus* (muestra X.Kv₂-456, Zona de *Gerhardtia sartousiana*) y *Hayesites irregularis* (muestra X.Kv₂-680, parte inferior de la Zona de *Martelites sarasini*) (**Fig. 1**).

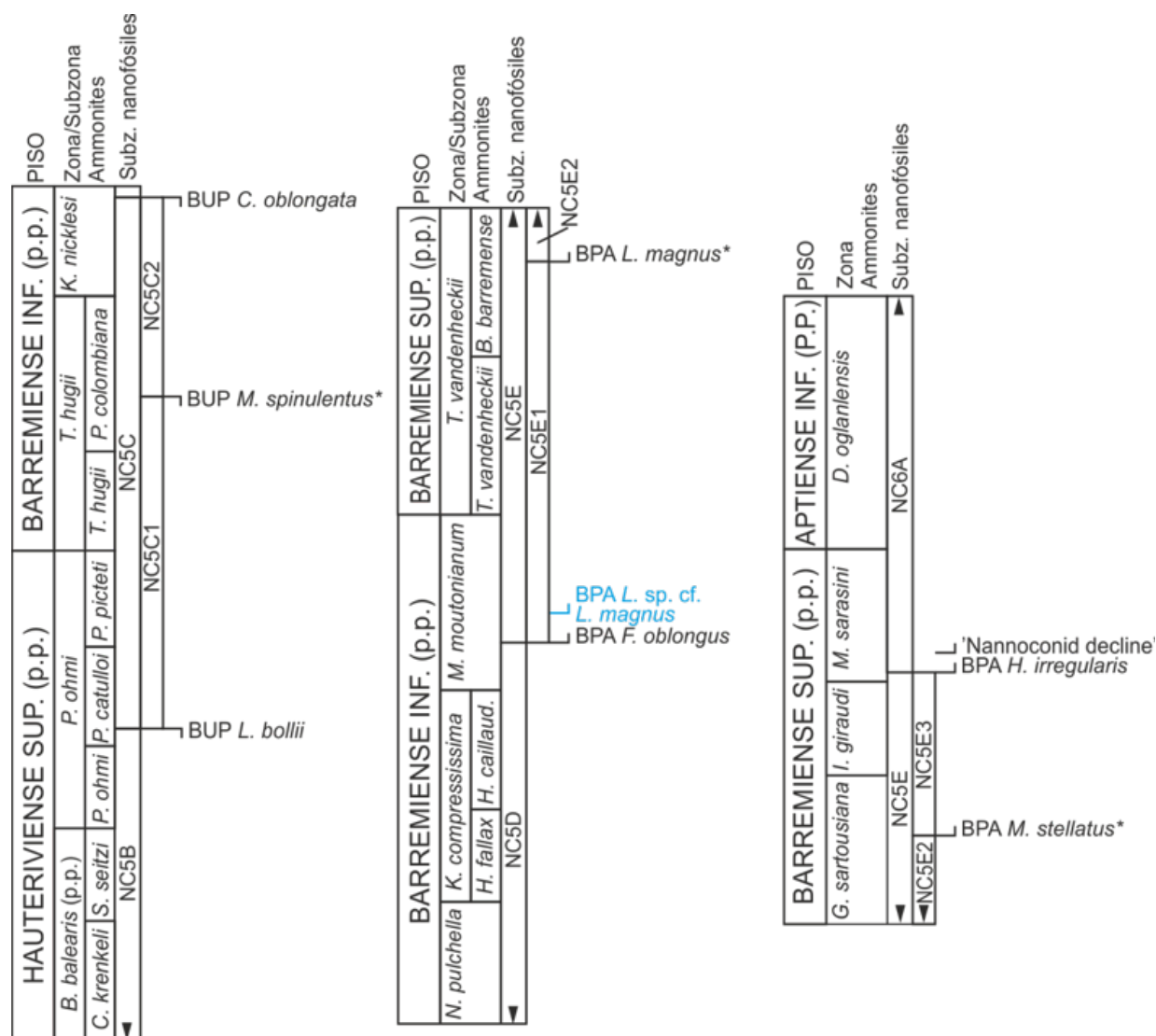


Figura 1. Zonas/subzonas de nanofósiles y su correlación con las de ammonites para el intervalo estudiado. Principales bioeventos de nanofósiles identificados. Los taxones marcados con asterisco (*) tienen potencial bioestratigráfico y son utilizados aquí para subdividir subzonas.

El esquema zonal empleado para los nanofósiles ha sido el de Bralower *et al.* (1995), de amplia utilización para el dominio tethísico en el Cretácico Inferior. Dentro del intervalo estudiado se han identificado con precisión los límites entre las Subzonas NC5B/NC5C, NC5C/NC5D, NC5D/NC5E y NC5E/NC6A, y se han correlacionado con respecto a las zonas de ammonites (**Fig. 1**). Además, se ha registrado el evento del Barremiense superior conocido como ‘nannoconid decline’ o ‘primera crisis de los nannoconus’ (muestra X.Kv₂-690, parte inferior de la Zona de *M. sarasinsi*), caracterizado por una súbita disminución en la proporción entre nannoconidos de canal estrecho y canal ancho (**Fig. 1**).

A pesar de haberse podido identificar todas las subzonas de la zona NC5, la resolución bioestratigráfica obtenida usando la zonación de Bralower et al (1995) no es demasiado elevada para el Barremiense de afinidad tethísica (**Fig.1**). Sin embargo, la utilización con fines bioestratigráficos de los BPA/BUP de algunos taxones alternativos y muy distintivos, como *M. spinulentus*, *L. magnus* y *M. stellatus* (**Fig. 2**) resultaría en un notable aumento en la resolución bioestratigráfica, ya que podrían usarse para subdividir las subzonas NC5C y NC5E (**Fig. 1**).

Referencias

- Aguado, R., Company, M., O'Dogherty, L., Sandoval, J. & Tavera, J.M. 2014. Late Hauterivian–early Barremian calcareous nannofossil biostratigraphy, palaeoceanography, and stable isotope record in the Subbetic domain (southern Spain). *Cretaceous Research* **49**: 105–124.
- Aguado, R., Company, M., Sandoval, J. & Tavera, J.M., 1997. Biostratigraphic events at the Barremian/Aptian boundary in the Betic Cordillera (southern Spain). *Cretaceous Research* **18**: 309–329.
- Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. & Thierstein, H.R. 1995. An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (eds. Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J.). SEPM Special Publication **54**: 65–79.
- Company, M., Sandoval, J. & Tavera, J.M. 2003. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain). *Geobios* **36**: 685–694.

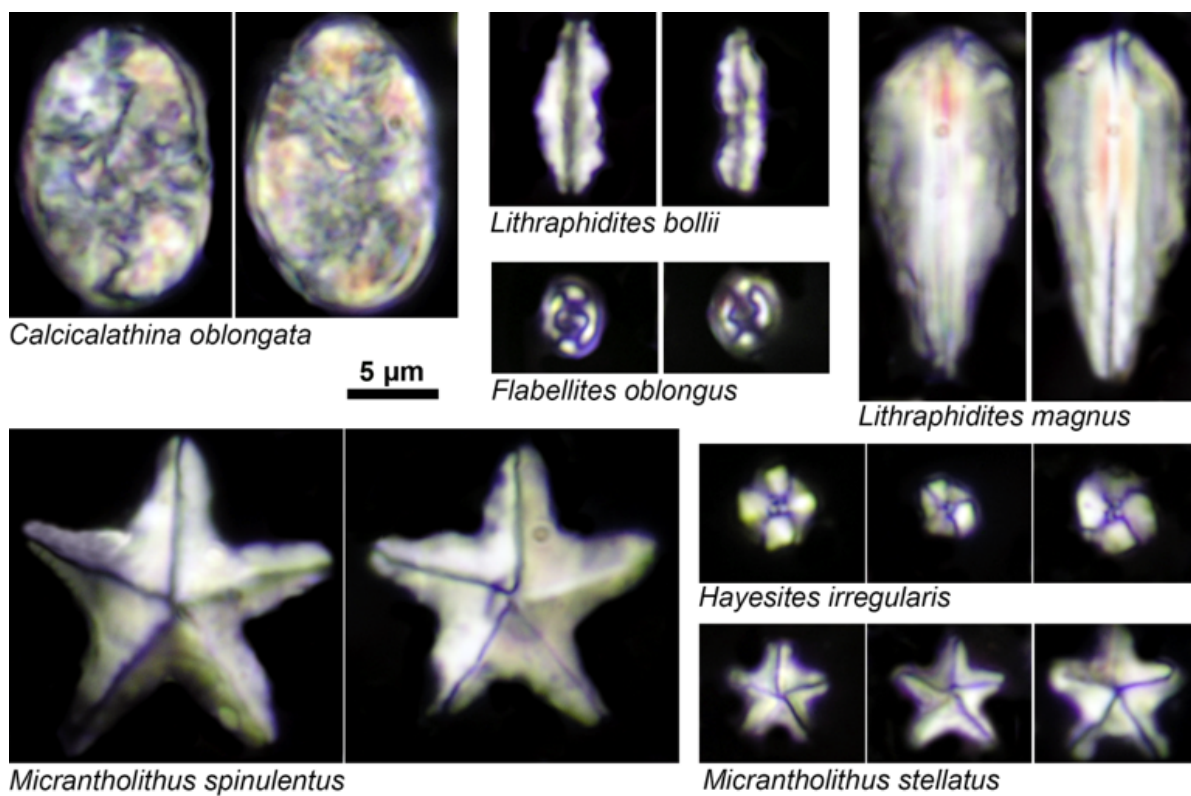


Figura 2. Principales especies de nanofósiles bioestratigráficamente significativos para el intervalo estudiado. Todas las fotografías, con microscopio de polarización y nícoles cruzados.

Paisajes coralinos del Plioceno inferior en la Cuenca de Manilva (Málaga)

JULIO AGUIRRE¹, OSCAR OCAÑA², ROSA DOMÈNECH³, JORDI MARTINELL³,
EDUARDO MAYORAL⁴, JOSÉ NOEL PÉREZ-ASENSIO⁵ & ANA SANTOS¹

1) Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n
Universidad de Granada, 18002 Granada.

jaguirre@ugr.es; aasantos@ugr.es

2) Dpto. de Biología Marina, Fundación Museo del Mar, Muelle España s/n, 51001, Ceuta.

lebruni@ctv.es

3) IRBio (Biodiversity Research Institute). Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat
de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona (UB), Martí Franquès s/n, 08028
Barcelona.

rosa.domenech@ub.edu; jmartinell@ub.edu

4) Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva,
Campus de El Carmen, Avd. 3 de Marzo, s/n, 21071 Huelva.

mayoral@uhu.es

5) GRC Geociències Marines, Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències
de la Terra, Universitat de Barcelona (UB), Carrer Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.

jn.perezasensio@ub.edu

La Cuenca de Manilva (Málaga, SO de España) presenta un relleno sedimentario de edad Plioceno inferior. En la zona central de la cuenca se encuentra la Sierra de la Utrera, un relieve mesozoico sobre el que se disponen turbiditas de las Unidades del Campo de Gibraltar. Los sedimentos del Plioceno inferior se disponen discordantemente sobre este substrato siguiendo un dispositivo de solapamiento expansivo.

En la zona centro-sur de la Sierra de la Utrera, en el denominado Canuto de la Utrera, y en el extremo oriental de la sierra, en la zona próxima al cortijo de Los Álamos, los depósitos pliocenos están dominados por corales. En el Canuto de la Utrera, el Plioceno está caracterizado por arcillas amarillentas en las que se intercala un nivel de aproximadamente 2 m de espesor de concentración de *Neopycnodonte* que parecen mayoritariamente articulados y manteniendo su posición vida. La asociación de corales está dominada por *Flabellum* cf. *macandrewi* y *Asterosmilia* cf. *marchadi*. En Los Álamos, la secuencia pliocena comienza con margas y limos que hacia techo pasan a arenas finas y, finalmente, a arenas gruesas que intercalan bloques procedentes del substrato y niveles canalizados de microconglomerados y conglomerados alimentados desde los relieves metamórficos de Sierra Bermeja, al norte de la cuenca. Los corales aparecen dispersos en los depósitos terrígenos o formando niveles de concentración. La asociación de corales es más diversa y está caracterizada por *Madrepora oculata*, *Dendrophyllia ramea*, *Asterosmilia marchadi*, *Asterosmilia* sp., *Coenosmilia fecunda* y ocasionales fragmentos de bases carbonatadas de gorgonias de la familia Primnoidae y de internudos de gorgonias de la familia Isididae atribuibles a *Lepidisis* cf. *longiflora*.

Estas asociaciones permiten reconstruir dos paisajes submarinos diferentes. En el Canuto de la Utrera, el dominio de *F.* cf. *macandrewi* y *A.* cf. *marchadi* indicaría un medio por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas y poco energético con un substrato detrítico relativamente fino. Los corales vivían semienterrados en el substrato, donde se alimentarían de pequeños invertebrados, y se preservaron en ausencia de transporte horizontal. En la sección de Los Álamos, las asociaciones de cnidarios permiten interpretar otro contexto paleoambiental. Aquí los corales sufrieron un cierto retrabajamiento al encontrarse acumulados en niveles entre siliciclásticos. Sin embargo, la preservación de rasgos ornamentales externos y la presencia de formas arborescentes con ramificaciones parcialmente preservadas sugieren que el transporte no debió ser muy importante. Esto permite reconstruir el paisaje coralino de un área próxima al lugar de depósito. La asociación está caracterizada por formas que actualmente habitan en el fondo marino y en acantilados profundos y extraplomos sumergidos. Son cnidarios arborescentes capaces de resistir una cierta sedimentación terrígena que captan partículas alimenticias de la columna de agua en entornos de alta energía. Suelen habitar en zonas de aportes de nutrientes. Esto es coherente con el hecho de encontrarse en depósitos terrígenos que aportarían también nutrientes. La

asociación de cnidarios de Los Álamos permite inferir diferentes estratos ecológicos. Los corales del género *Asterosmilia* formarían el sustrato inferior. Por encima de este nivel, y ligados a rocas de suficiente tamaño, se desarrollaron los corales erectos y ramificados. Cabe destacar *C. fecunda* que ocuparía el nivel más bajo de los ramificados colonizando rocas y esqueletos de otros invertebrados y esqueletos de corales muertos. Por encima estarían los corales más altos del paisaje coralino, como *M. oculata* y las gorgonias de las familias Primnoidae e Isididae en las zonas más profundas. Por su parte, *D. ramea* colonizaría áreas más someras por encima de la zona de los corales blancos y las gorgonias bambú. En la actualidad, los corales blancos constituyen un buen indicador de calidad ambiental en los fondos profundos.

Desde un punto de vista paleobiogeográfico, únicamente *Madrepora oculata*, *Dendrophyllia ramea* y *Coenosmilia fecunda* se encuentran actualmente en ambientes profundos del Mar de Alborán. El resto de las especies parece haber desaparecido de esta región.

- Álvarez Vázquez *et al.*

Jueves 28 Septiembre, 11:00–11:40

Sesión G: Flora y Patrimonio (Póster)

The Patac collection in the School of Mines of Oviedo University: the first illustrations of an Autunian (ex Permian) flora in the Cantabrian Mountains

CARMEN ÁLVAREZ-VÁZQUEZ¹, RODRIGO ÁLVAREZ GARCÍA², JOHN A. KNIGHT¹ & ROBERTO H. WAGNER¹

1) Centro Paleobotánico, Real Jardín Botánico de Córdoba, Avenida de Linneo, s/n, 14004 Córdoba.

paleo.calvarez@jardinbotanicodecordoba.com; jaknightuk@btinternet.com;
cr1wagro@uco.es

2) Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Escuela de Ingeniería de Minas, Energía y Materiales de Oviedo, Universidad de Oviedo, c/ Independencia, 13, 33004 Oviedo.

alvarezrodrigo@uniovi.es

The Patac Collection refers to a collection of fossils (practically all plant fossils) amassed by the mining engineer Ignacio Patac, a pioneer geologist based in Gijón (Asturias) in the first half of the twentieth century. His collection, c. 3,000 specimens altogether, is of considerable historical and scientific interest, especially because his fossil localities are practically all inaccessible at present.

The collection has been lodged in the School of Mines of Oviedo University, under an agreement signed in July 2016 between the University and Ana Patac Arroyo, granddaughter and heir to Ignacio Patac. The floral remains originate mainly from NW Spain, Asturias in particular. However, there is also material from other parts of Spain as well as Portugal. Apart from the plant fossils, there is also a small collection of fossil fauna, mainly Carboniferous brachiopods and bivalves, as well as a mineral collection. Patac's personal library has also been lodged in the School of Mines; it consists of about 2000 items. Two hundred and fifty of the

more spectacular fossil remains are on display in the entrance hall of the School of Mines; the remainder is in the process of being stored in an "Aula Patac"; after curation, it will be available for consultation and study.

Ignacio Patac y Pérez-Herce (1875-1967) taught Geology and Mineral Exploration in the Escuela de Capataces de Minas (School of Technical Engineering) at Mieres (Asturias). He also was an associate of the Instituto Geológico y Minero de España (The Spanish Geological Survey). Patac was awarded a prize from The Royal Academy of Exact, Physical and Natural Sciences in Madrid in 1923 for his study of the Arnao Coalfield in Asturias (NW Spain) (Patac, 1920, 1932), the only coalfield in Spain that extended below the sea; but perhaps his greatest achievement (albeit on false premises) was the discovery of a concealed coalfield at Gijón (Asturias), which was worked by the La Camocha coal mine (presently abandoned).

On the other hand, his discovery of a "Permian" flora at Puente Berguerres near Pola de Siero (Asturias, NW Spain) was a significant scientific contribution (Patac, 1920). His illustration of a magnificent specimen of *Callipteris* (now *Autunia*) *conferta* (refigured here), long regarded as a Lower Permian index, remained unique in Spain.

A virtually unknown aspect of Patac's work was his technical innovation, i.e. a vertical lighter for miner's lamps, which he patented in 1911. This was much safer than the systems used previously.

ACKNOWLEDGEMENT. This commentary forms part of the Project CGL2015-66835-P of the Spanish Government.

Referencias

- Patac, I. 1920. La Formación Uraliense Asturiana. Estudios de Cuencas Carboníferas. Compañía Asturiana de Artes Gráficas, Gijón, 1–54.
- Patac, I., 1932. Estudio geológico y minero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Avilés). Riquezas Minerales de España, 1–45.

Evolution of Late Cretaceous Radiolaria - relations with the Caribbean Large Igneous Province and carbon isotope shifts

PETER O. BAUMGARTNER¹, DUJE KUKOC¹, GORAN ANDJIC¹ & LUIS O'DOHERTY²

1) Institut des Sciences de la Terre, Université de Lausanne,-Géopolis, 1015 Lausanne, Switzerland.

peter.Baumgartner@unil.ch; duje.kukoc@unil.ch; goran.andjic@unil.ch

2) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real, España.

luis.odogherty@uca.es

At present, the published regional Late Cretaceous radiolarian biozonations provide rather conflicting ranges of individual radiolarian species, making precise age calls difficult. We see 3 principal reasons for this: 1. radiolarian preservation becomes very spotty in post-Cenomanian sediments and is restricted to Oceanic Anoxic Events (AOE) and deeper, oceanic, or upwelling settings that escape the pelagic marl/carbonate sedimentation dominant during the Late Cretaceous. Hence, radiolarians rarely co-occur with calcareous microfossils that would allow for biochronologic calibration. 2. The "semantics" of Late Cretaceous radiolarian species, often based on holotypes described at the turn of the 19th/20th century, has gradually widened, resulting in long ranges of loosely defined groups. 3. Paleogeographic and paleoenvironmental factors cause truncated ranges of many species, especially of low latitude ("Tehyan") forms in high latitude ("boreal") assemblages.

On the other hand, a major radiolarian faunal turnover was proposed across the Cenomanian/Turonian Boundary Event (CTBE, OAE2, Bonarelli-level),

marked by a major positive carbon-isotope shift (+2-3‰ $\delta^{13}\text{C}$, Jarvis *et al.* 2006; **Fig. 1**). During this interval, about 40% of radiolarian species were said to disappear, and about 35% new species to appear (Musavu-Moussavou *et al.* 2007). At present, the only compilation on post-CTBE radiolarian faunal turnover is that of radiolarian genera by O'Dogherty *et al.* (2009). It shows that the generic radiolarian turnover is also important at other boundaries during the Late Cretaceous. Their informal time subdivisions (53–65) can be matched well with carbon-isotopic events (**Fig. 1**).

In review papers (e.g. Takashima *et al.* 2006) the CTBE is usually correlated with the formation of the Caribbean Large Igneous Province (CLIP). Kerr (1998) was the first to formulate the hypothesis that the CTBE, then dated around 90 Ma, was caused by the formation of oceanic plateaus, including the CLIP. A more recent compilation of Ar/Ar ages of the CLIP (**Fig. 1**) shows indeed, that most ages of the CLIP cluster around 90 Ma, while the most recent ICS-chronostratigraphic chart pins the C/T-boundary at 93.9 Ma, and ages as old as 96.4 Ma have been proposed. While the CLIP only starts around 94 Ma, the Agulhas Plateau, NE-Georgia Rise, Maud Rise, Hess Rise and the Central Kerguelen Plateau formed between 100-94 Ma, just before the CTBE. Together, these plateaus produced about 9 times more magma volume than the CLIP (Kerr, 2014) and are, hence, better candidates for causing the CTBE.

In the last years, we have been studying radiolarian assemblages interbedded with and immediately overlying basalt flows of the main CLIP phase. The current, unsatisfactory status of Late Cretaceous radiolarian biochronology allows to state a Coniacian to/or Santonian (89.8–83.6 Ma) age (Baumgartner *et al.* 2008) for these samples, which corresponds well to the youngest Ar/Ar ages of the main CLIP phase. In the process of a systematic revision of radiolarian genera and species, we have revised many DSDP, ODP and land samples from the Tethyan and Pacific realms, with the objective to elaborate a new global, low-latitude radiolarian biochronology of the Late Cretaceous.

We come to the conclusion that the Coniacian–Santonian samples have only a minority of species in common with the assemblages from the lower Turonian Scaglia Bianca Limestone of Umbria-Marche. We suspect that radiolarian faunal turnover may be very important during the Late Turonian/Santonian, marked by a minor positive carbon isotope shift (+1‰ $\delta^{13}\text{C}$, **Fig. 1**), but continuous radiolarian-bearing sections are difficult to find for this interval. Radiolarian faunal

turnover may be even more important during the Campanian–Maastrichtian time interval, as shown in **Fig. 1**.

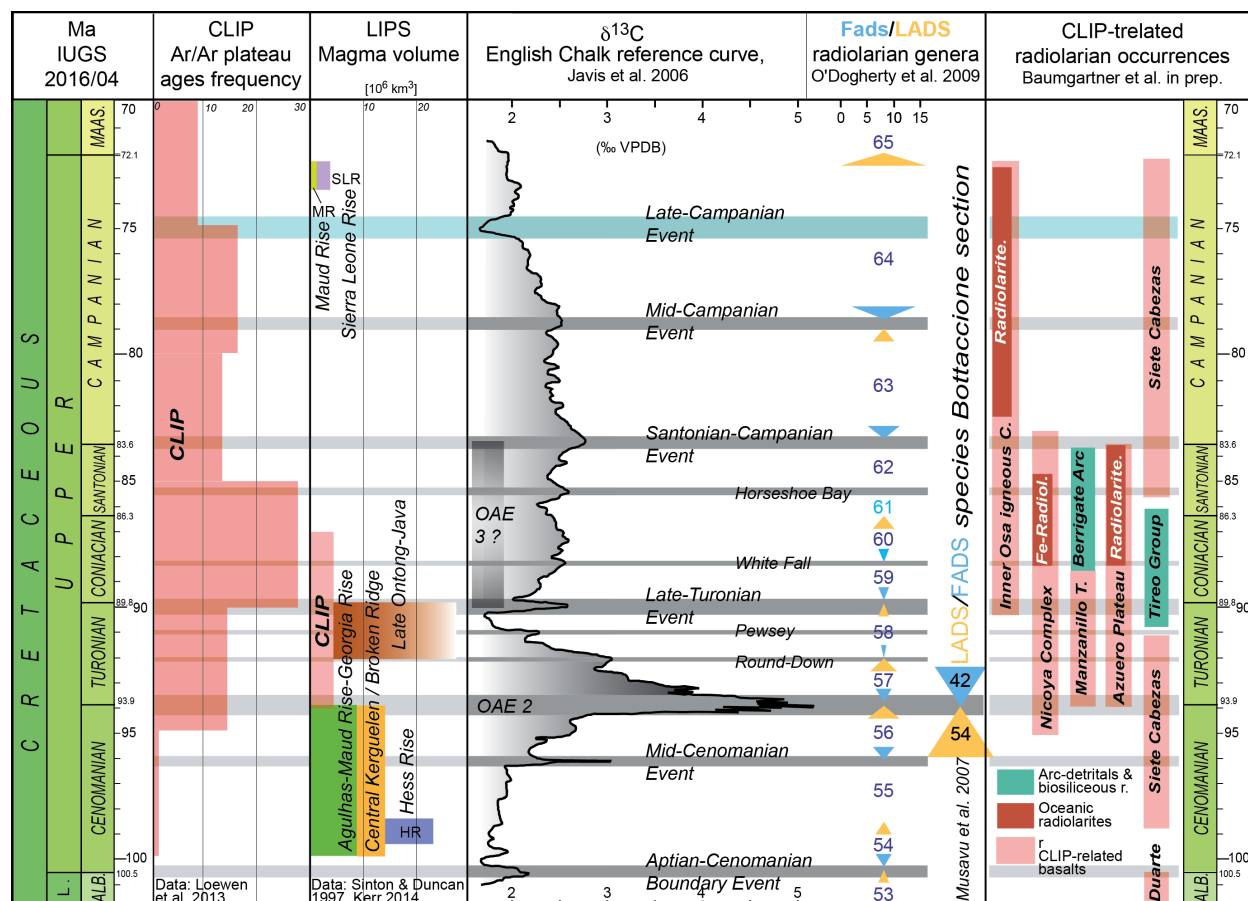


Figure 1. Chronostratigraphic chart of the Upper Cretaceous with (from left to right): Frequency of ages of the Caribbean Large Igneous Province (CLIP); magma volume of world LIPS; $\delta^{13}\text{C}$ reference curve of the English chalk with positive events in grey and negative events in light blue, after Jarvis *et al.* (2006); radiolarian generic FADS and LADS scaled between 0-15 for informal subdivisions 53-65, after O'Dogherty *et al.* (2009); age and lithology of CLIP-related basalts and radiolarian occurrences (this paper).

Oceanic anoxic events, if related to super greenhouse climatic events, should favour radiolarian productivity through intensified continental weathering and

nutrient input to the ocean. Anoxia of bottom waters clearly enhances the chances for radiolarian preservation. Good examples are radiolarian-rich cherts marking OAEs in otherwise calcareous pelagic series. Hence, peri-tropical radiolarians of the Coniacian–Santonian may be related to the isotopically poorly defined "OAE3", whereas the Campanian to middle Eocene radiolarite occurrences of Costa Rica, Panama, Columbia and Ecuador must be related with upwelling along the peri-tropical W-coasts of the Americas.

Besides the chert-rich OAEs, facies with well-preserved and abundant radiolarians are restricted to 3 types of settings: 1. areas of coastal or equatorial upwelling (e.g. fore-arc areas around the Pacific), 2. hemipelagic to "flysch" basins in the Tethyan realm, and 3. in the open ocean, below a progressively deepening, global CCD. Radiolarian preservation seems to be enhanced in glass-rich, tuffaceous, volcanogenic sediments.

References

- Baumgartner P.O., Flores K.E., Bandini A.N., Girault F. & Cruz D. 2008. *Ofioliti* **33**: 1–19.
- Jarvis I., Andrew S., Gale S., Jenkyns H. & Martin A. 2006. *Geological Magazine* **143**: 561–608.
- Kerr, A.C. 1998. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian–Turonian boundary?. *Journal Geological Society of London*, **155**: 619–626.
- Kerr, A.C. 2014. Oceanic Plateaus, in: *Treatise on Geochemistry*, **4**: 631–667.
- Musavu-Moussavou, B, Danelian, T., Baudin, F., Coccioni, R. & Frählich F. 2007. *Revue de Micropaléontologie* **50**(3): 253–287.
- O'Dogherty L., Carter E.S., Dumitrica P., Goričan Š., De Wever P., Bandini A. N., Baumgartner P.O. & Matsuoka A. 2009. Catalogue of Mesozoic radiolarian genera. Part 2: Jurassic-Cretaceous. *Geodiversitas* **31**: 271–356.
- Takashima, R., Nishi, H., Huber, B.T. & Mark Leckie, R. 2006. Greenhouse World and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*, **19**(4): 82–92.

Icnología, Modernismo y la montaña de Montjuïc (Mioceno, Barcelona, NE España)

ZAIN BELAÚSTEGUI^{1,2} & ALEJANDRO BELAÚSTEGUI³

1) Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), Martí Franquès s/n, E-08028 Barcelona.

zbelaustegui@ub.edu

2) IRBio (Institut de Recerca de la Biodiversitat), Universitat de Barcelona, Av. Diagonal 643, 08028 Barcelona.

3) ALMUCAT (Asociación de Alumnos Mayores de la Universidad Carlos III), Universidad Carlos III de Madrid (UC3M), Campus de Getafe, c/ Madrid 126, 28903 Getafe, Madrid.

belfernadal2016sep@gmail.com

La montaña de Montjuïc ha jugado un papel crucial a lo largo de la historia y del desarrollo de la ciudad de Barcelona. Aunque las primeras extracciones de roca de Montjuïc se atribuyen a los íberos (siglos IV y III a.C.), fueron los romanos (s. III a.C.) los que llevaron a cabo una explotación masiva durante la construcción del asentamiento que finalmente dio lugar a la propia ciudad de Barcelona (Roca, 2000). Posteriormente, su explotación fue también muy intensa durante la Edad Media (s. XIII a XV), alcanzando su máximo en la segunda mitad del s. XIX durante el gran desarrollo de la ciudad; las últimas canteras fueron cerradas en la década de 1950 (Roca, 2000).

Gran parte de los edificios más importantes o emblemáticos de Barcelona están contruidos con piedra de Montjuïc. Entre ellos cabe destacar el Templo de Augusto (finales del s. I a.C.), la catedral de Barcelona (siglos XIII a XV), la iglesia de Santa María del Mar (s. XIV), el edificio histórico de la Universidad de Barcelona (s. XIX) o incluso las partes más antiguas de la Sagrada Familia (s. XIX). Pero muy probablemente, fue durante el movimiento cultural conocido

como ‘Modernismo catalán’ cuando el uso de esta piedra fue especialmente prolífico.

El modernismo como tal tuvo gran relevancia a nivel internacional en campos tan dispares como la pintura, la escultura, las artes decorativas, la arquitectura, la literatura o la filosofía. En el caso del ‘Modernismo catalán’, la arquitectura fue una de las disciplinas más influenciadas, con más de cuarenta arquitectos desarrollando este estilo arquitectónico (ver Belaústegui & Belaústegui, *en prensa* y sus referencias). Entre ellos, es remarcable por ejemplo la obra de Antoni Gaudí (1852-1926), Lluís Domènech i Montaner (1850-1923), Josep Puig i Cadafalch (1867-1956) o Enric Sagnier (1858-1931).

En concreto, en esta contribución nos centraremos en cuatro edificios modernistas, contruidos con piedra de Montjuïc, situados en la ciudad de Barcelona y diseñados por el arquitecto Enric Sagnier (Sagnier, 2007): a) la Casa Pascual i Pons; b) el Palacio de Justicia; c) la Aduana; y d) un edificio residencial del ‘Passeig de Picasso’. En algunos de los sillares que conforman las fachadas y los soportales de estos edificios se han observado una serie de trazas fósiles, principalmente: *Ophiomorpha nodosa*, *Haentszchelinia otto*i y un tercer icnotaxón a partir del cual se ha podido definir un nuevo icnogénero y una nueva icnoespecie (Belaústegui & Belaústegui, *en prensa*).

La prospección de los distintos afloramientos situados actualmente a lo largo de la montaña de Montjuïc, así como la bibliografía previa, ha permitido identificar que los niveles en los que aparecen dichas trazas fósiles se corresponden con unas areniscas del Mioceno medio situadas en la mitad sur de la montaña; niveles que a su vez han sido relacionados a un ambiente deposicional deltaico (ver Belaústegui & Belaústegui, *en prensa*).

Finalmente, este trabajo pone a su vez de manifiesto la importancia de los comúnmente denominados como ‘fósiles urbanos’, ya que constituyen una parte importante de nuestro patrimonio paleontológico y su estudio detallado puede constituir una aporte de conocimiento extra y muy útil en el estudio y entendimiento del registro fósil.

Referencias

- Belaústegui, Z. & Belaústegui, A. (*en prensa*). Modernist architecture in Barcelona reveals a new trace fossil from the Miocene of Montjuïc (NE Spain). *Geologica Acta*.

- Roca, E., 2000. *Montjuïc, la muntanya de la ciutat*. Institut d'Estudis Catalans, Arxius de les seccions de ciències. Secció de Ciències i Tecnologia, **741**, Barcelona, Spain, 1–589.
- Sagnier, A. 2007. *Sagnier Arquitecto, Barcelona 1858–1931*. Antonio Sagnier Bassas (Editor & Publisher), Nova Era, Barcelona, 1–712.

Icnogenia, nuevos ejemplos a partir de estructuras de bioerosión

ZAIN BELAÚSTEGUI^{1,2}, FERNANDO MUÑIZ³, ROSA DOMÈNECH^{1,2} & JORDI MARTINELL^{1,2}

1) Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), Martí Franquès s/n, E-08028 Barcelona.

zbelaustegui@ub.edu; rosa.domenech@ub.edu; jmartinell@ub.edu

2) IRBio (Institut de Recerca de la Biodiversitat), Universitat de Barcelona, Av. Diagonal 643, 08028 Barcelona.

3) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla (US), Avda. Reina Mercedes 6, E-41012 Sevilla.

fmuniz@us.es

Icnología y ontogenia están estrechamente interrelacionadas. Existen muchos ejemplos neoicnológicos que describen como a lo largo de su desarrollo ontogenético una amplia variedad de organismos modifican sus respectivos comportamientos (en lo que se refiere a la interacción con el sustrato que habitan) y, en consecuencia, también las respectivas estructuras de bioturbación y/o bioerosión que generan (ver Belaústegui *et al.*, 2016 y sus referencias). En ocasiones, cuando en el registro fósil se identifica una agrupación de trazas de idéntica morfología pero tamaños distintos, se suele interpretar como el resultado de sucesivas etapas ontogenéticas (e.g. Belaústegui *et al.*, 2014). Además, aquellas trazas (actuales o fósiles) registradas o interpretadas como cámaras de eclosión también serían claramente relacionables con un determinado estadio ontogenético (e.g. Verde y Martínez, 2004).

Por otra parte, muchos autores hablan de ‘fases de crecimiento’, ‘desarrollo ontogenético’, ‘etapas graduales en la evolución del comportamiento’, e incluso

de ‘ontogenia de una pisada’, al describir un determinado icnotaxón (ver Belaústegui *et al.*, 2016 y sus referencias). Sin embargo, en todos estos casos la ontogenia puede no ser la única responsable, ya que en muchos de ellos esas ‘etapas o fases’ únicamente estarán ligadas al comportamiento que genere dichos icnotaxones. Además, ciñéndonos al significado de ontogenia, i.e. origen y desarrollo de un organismo, difícilmente podrá ser este concepto atribuido a una traza, huella, pisada, perforación, etc.

Con el fin de solventar esta controversia y a partir del icnotaxón *Lepeichnus giberti*, Belaústegui *et al.* (2016) propusieron el nuevo concepto/término de “Ichnogeny” (‘Icnogenia’ en castellano). La icnogenia (del griego *iknos*, traza o huella y *genos*, origen o génesis) describe el origen y desarrollo de una estructura de bioturbación o bioerosión, actual o fósil, mediante una serie de estadios sucesivos (‘estadios icnogenéticos’) directamente relacionados con el desarrollo de un comportamiento excavador o perforante y, en menor medida, con la ontogenia del organismo productor, ya que éste puede exhibir igual comportamiento a lo largo de toda su vida.

A diferencia de *Lepeichnus giberti* que es una estructura de bioturbación, en esta contribución se presentan tres nuevos ejemplos de icnogenia, pero en este caso ligados a la bioerosión:

Ejemplo 1, *Gastrochaenolites dijugus* (Mioceno, Cuenca de Vilanova, Pi Gros, Barcelona, NE España): Todas las estructuras de bioerosión identificadas en el yacimiento aparecen conservadas como moldes positivos, epi- o hiporelieves asociados a moldes internos de moluscos (bivalvos y gasterópodos), y como relieves completos aislados, circunstancia excepcional que permite un estudio muy detallado. En relación con el icnotaxón *Gastrochaenolites dijugus*, se han reconocido tres estadios icnogenéticos: a) un primer estadio que consiste en perforaciones hemiesféricas, en ocasiones ligeramente elipsoidales, de 0,9 a 1,8 mm de diámetro; b) un segundo estadio donde se desarrolla la morfología en forma de gota (1,9 a 4,2 mm de diámetro máximo) que define al icnogénero *Gastrochaenolites*; y c) un tercer estadio (y final) en el que se desarrollan los dos canales o sifones fusionados (de sección cilíndrica y trayectoria recta o curva) que caracterizan a la icnoespecie *G. dijugus*.

Ejemplo 2, *Teredolites longissimus* (Plioceno inferior, Cuenca de Almería-Níjar, Palmo de Salas, Viator, Almería, SE España): En este caso, puesto que la mayor parte de los restos de madera han desaparecido durante la

fosildiagénesis, las perforaciones se conservan como moldes positivos. Esta circunstancia ha permitido diferenciar entre tres estadios icnogénéticos principales: a) un primer estadio constituido por perforaciones simples y hemiesféricas de menos de 1 mm de diámetro; b) durante el segundo estadio se produce el alargamiento longitudinal de estas perforaciones hasta alcanzar una morfología cilíndrica, poco sinuosa, y con un extremo ciego y redondeado/romo; y 3) en el tercer y último estadio se da el desarrollo total de arquitectura de la perforación (i.e. la que define a la icnoespecie), y la presencia de ramificaciones es común. En ocasiones pueden observarse varias perforaciones del estadio 2 asociadas a una del estadio 3.

Ejemplo 3, Icnotaxón por determinar (Plioceno inferior, Cuenca del Guadalquivir, Bonares, Huelva, SO España): Las estructuras de bioerosión (probablemente un nuevo icnotaxón) se localizan en la escápula izquierda de una ballena (Balaenopteridae, Mysticeti; ver Muñiz *et al.*, 2006) encontrada en posición anatómica con respecto al resto del esqueleto. Por comparación con análogos actuales se interpreta que estas estructuras podrían haber sido generadas por crustáceos de la familia Oregoniidae (Decapoda, Brachyura); concretamente, arrancando pequeños fragmentos de hueso mediante la acción mecánica de sus quelípedos. Según si estas estructuras se generan desde los bordes exteriores de la escápula o desde algún punto de su perímetro interno, se distinguirán 3 o 5 estadios icnogénéticos, respectivamente. En ambos casos, se pasaría de unos cortes iniciales del hueso (irregulares y ondulados en el borde externo, o poligonales/subcuadrangulares desde su perímetro interno) al desarrollo de sistemas canaliformes más o menos ramificados.

Referencias

- Belaústegui, Z., Gibert, J.M. de, López-Blanco, M. & Bajo, I. 2014. Recurrent constructional pattern of the crustacean burrow *Sinusichnus sinuosus* from the Paleogene and Neogene of Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*, **59**: 461–474.
- Belaústegui, Z., Muñiz, F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Domènech, R. & Martinell, J. 2016. *Lepeichnus giberti* igen. nov. isp. nov. from the upper Miocene of Lepe (Huelva, SW Spain): Evidence for its origin and development with proposal of a new concept, ichnogeny. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **452**: 80–89.
- Muñiz, F., Haro, J., Castilla, E., López, M.A., Quintero, M.C., Martín, M., Jesús, P., Martos, C. & Toscano, A. 2006. Intervenciones paleontológicas sobre restos de cetáceos misticetos del

Plioceno de la provincia de Huelva. SO de España. *Anuario Arqueológico de Andalucía (Huelva)*. Junta de Andalucía, Consejería de Cultura, 2043–2066.

- Verde, M. & Martínez, S., 2004. A new ichnogenus for crustacean trace fossils from the Upper Miocene Camacho Formation of Uruguay. *Palaeontology*, **47**: 39–49.

Estudio preliminar de la actividad bioerosiva de insectos derméstidos en huesos de dinosaurio del Cretácico Superior de Lo Hueco (Cuenca, España)

ZAIN BELAÚSTEGUI^{1,2}, FRANCISCO ORTEGA³, IVÁN NARVÁEZ³, ROSA DOMÈNECH^{1,2} & JORDI MARTINELL^{1,2}

1) Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), Martí Franquès s/n, E-08028 Barcelona.

zbelaustegui@ub.edu; rosa.domenech@ub.edu; jmartinell@ub.edu

2) IRBio (Institut de Recerca de la Biodiversitat), Universitat de Barcelona, Av. Diagonal 643, 08028 Barcelona.

3) Grupo de Biología Evolutiva, Facultad de Ciencias, UNED, Paseo de la Senda del Rey 9, 28040 Madrid.

fortega@ccia.uned.es; inarvaez@ccia.uned.es

En la última década, los artículos icnológicos enfocados al estudio de los procesos y/o estructuras de bioerosión producidas en o sobre sustratos óseos han tenido un importante auge. Así, se han aportado ejemplos asociados a multitud de ambientes deposicionales (continentales, marinos y de transición), edades (principalmente durante el Cenozoico y finales del Mesozoico) e incluso a una amplia variedad de organismos (tanto invertebrados como vertebrados) que han sido propuestos como los posibles productores de dichas estructuras (e.g. Mikuláš *et al.*, 2006; Belaústegui *et al.*, 2012; Pirrone *et al.*, 2014). Entre ellos y dado el objeto de esta contribución, destacan los trabajos centrados en las estructuras de bioerosión producidas en huesos de dinosaurio, atribuidas a insectos y asociadas a depósitos continentales (e.g. Roberts *et al.*, 2007).

Este tipo de análisis demuestran ser herramientas muy útiles para el estudio e interpretación de aspectos tafonómicos, paleoecológicos y paleoetológicos en el registro fósil. En esta ocasión, se presentan (por primera vez en fósiles del Cretácico de la Península Ibérica) las evidencias de estructuras de bioerosión atribuibles a la actividad necrófaga u osteófaga de insectos en huesos de dinosaurio del yacimiento del Campaniense–Maastrichtiense de Lo Hueco (Cuenca, España).

Por el momento, se han estudiado trece fragmentos óseos de este yacimiento de tipo *konzentrat-lagerstätte* (Ortega *et al.*, 2015). Nueve de estos restos son atribuibles a dinosaurios saurópodos titanosaurios: siete vértebras caudales, fragmentos de la diáfisis de un húmero y una fibula; y otros cuatro son demasiado fragmentarios como para poder determinarse con precisión.

Todos estos restos óseos están afectados en mayor o menor medida por una serie de estructuras de bioerosión entre las que se han identificado tres morfotipos principales. El primero de ellos, consistente en cámaras elipsoides y cóncavas perforadas en la superficie de los huesos, es provisionalmente atribuible al icnogénero *Cubiculum* Roberts *et al.* 2007. Estas cámaras pueden aparecer aisladas, en parejas o en densas acumulaciones donde llegan a solaparse entre ellas. El segundo morfotipo, por el momento observado únicamente en una vértebra caudal de titanosaurio, consiste en una serie de depresiones cónicas poco profundas que aparecen aisladas o en hilera; aunque por el momento su identificación icnotaxonómica no es clara, preliminarmente se referirá como cf. *Nihilichnus*. Finalmente, el tercer morfotipo consiste en una serie de surcos cóncavos, más o menos sinuosos, que presentan variaciones de profundidad a lo largo de su trayectoria. A partir del material estudiado, tanto por el número de especímenes como por la cantidad de restos en los que aparecen, las estructuras de tipo *Cubiculum* (morfotipo 1) predominan frente a los morfotipos 2 y 3, que son mucho más escasos.

Por comparación con análogos actuales, el icnogénero *Cubiculum* y otras estructuras afines se interpretan como cámaras pupales de insectos necrófagos y/o osteófagos, muy probablemente escarabajos derméstidos (Coleoptera) (ver Roberts *et al.*, 2007 y sus referencias). Con respecto a los otros dos morfotipos, se necesita un análisis más pormenorizado para proponer posibles productores. En el caso de las estructuras cf. *Nihilichnus*, la producción podría atribuirse tanto a un productor vertebrado como invertebrado.

Con respecto al yacimiento de Lo Hueco, Ortega *et al.* (2015) interpretan que el conjunto de restos fósiles que lo componen se habrían acumulado en un ambiente deposicional equivalente a una llanura de inundación fangosa cruzada por varios canales distributarios arenosos y afectada intermitentemente tanto por inundaciones como por periodos de desecación. Al menos en el caso de *Cubiculum* (el icnotaxón más abundante), el aprovechamiento de grandes cadáveres por parte de los insectos que generan este tipo de perforaciones sería perfectamente compatible con esta interpretación ambiental y deposicional.

Referencias

- Belaústegui, Z., Gibert, J.M. de, Domènech, R., Muñiz, F. & Martinell, J. 2012. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **323-325**: 68–74.
- Mikuláš, R., Kadlecová, E., Fejfar, O. & Dvořák, Z. 2006. Three new ichnogenera of biting and gnawing traces on reptilian and mammalian bones: A case study from the Miocene of the Czech Republic. *Ichnos*, **13**: 113–127.
- Ortega, F., Bardet, N., Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P.M., Cambra-Moo, O., Daviero-Gómez, V., Díez Díaz, V., Domingo, L., Elvira, A., Escaso, F., García-Oliva, M., Gómez, B., Houssaye, A., Knoll, F., Marcos-Fernández, F., Martín, M., Mocho, P., Narváez, I., Pérez-García, A., Peyrot, D., Segura, M., Serrano, H., Torices, A., Vidal, D. & Sanz, J.L., 2015. The biota of the Upper Cretaceous site of Lo Hueco (Cuenca, Spain). *Journal of Iberian Geology*, **41**: 83–99.
- Pirrone, C.A., Buatois, L.A. & Bromley, R.G. 2014. Ichnotaxobases for bioerosion trace fossils in bones. *Journal of Paleontology*, **88**: 195–203.
- Roberts, E.M., Rogers, R.R. & Foreman, B.Z. 2007. Continental insect borings in dinosaur bone: examples from the Late Cretaceous of Madagascar and Utah. *Journal of Paleontology*, **81**: 201–208.

Conodontos de plataforma carbonatada en el Misisipiense–Bashkiriense temprano de la unidad de Picos de Europa, Montañas Cantábricas

SILVIA BLANCO-FERRERA¹, JAVIER SANZ-LÓPEZ¹ & PEDRO CÓZAR²

1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

blancosilvia@uniovi.es; sanzjavier@uniovi.es

2) Instituto de Geociencias CSIC-UCM, Ciudad Universitaria, c/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid.

p.cozar@igeo.ucm-csic.es

El Misisípico (Carbonífero inferior) del norte de España está registrado en facies de calizas nodulares con cefalópodos. Concretamente en las Montañas Cantábricas, la Formación Alba está constituida por una sucesión condensada de 20–30 metros de calizas nodulares rojas que corresponden a una sedimentación profunda entre el final del Tournaisiense y el del Serpukhoviense (entre las zonas de conodontos de *Scaliognathus anchoralis* y de *Gnathodus truyolsi* según Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). En la sección de las Vegas de Sotres, estas calizas intercalan capas bioclásticas gradadas con horizontes de intraclastos y especímenes resedimentados desde aguas someras, entre ellos corales y braquiópodos (Cózar *et al.*, 2015, 2016). La búsqueda de una plataforma que aportara estas faunas y acotar su edad y extensión, fueron los objetivos de la investigación basada en el estudio de conodontos y foraminíferos en la unidad de Picos de Europa.

El estudio de campo y revisión de los mapas geológicos partió de las inconsistencias estratigráficas encontradas entre esta información y las muestras de conodontos estudiadas en la realización de un mapa de paleotemperaturas

(Blanco-Ferrera *et al.*, 2016). Concretamente, rocas atribuidas al Pensilvánico proporcionaron conodontos más antiguos (Misisípico). El estudio de secciones estratigráficas parciales estuvo acompañado de la recolección de muestras de conodontos (un total de setenta muestras de caliza con un peso de 5–10 kg fue procesado) y para otros microfósiles (foraminíferos principalmente).

La Caliza de Valdediezma corresponde a un conjunto de calizas de color gris claro, bioclásticas y microbiales, depositadas en aguas someras en la parte central y oriental de la unidad de Picos de Europa. Su identificación está basada en su contenido en conodontos y foraminíferos, ya que sus facies carbonatadas son similares a las descritas en formaciones más jóvenes, como Valdeteja y Picos de Europa, con las que era confundida. La Caliza de Valdediezma tiene un espesor aproximado de 1200 m. Su base está despegada sobre rocas del Cámbrico medio, mientras que su techo se encuentra erosionado por la Formación Picos de Europa, u otras más jóvenes. Las unidades 2 y 3 diferenciadas en la sección Vegas de Sotres (Cózar *et al.*, 2015), corresponden a una cuña derivada al sur de la plataforma de la Caliza de Valdediezma.

Las asociaciones de conodontos de la Caliza de Valdediezma son menos abundantes y diversas que las conocidas en las calizas nodulares con cefalópodos de la Formación Alba. Los conodontos de las capas basales se correlacionan con la Zona de *Scaliognathus anchoralis* del final del Tournaisiense o con la Zona de *Pseudognathodus homopunctatus* del Viseense temprano. Las capas consideradas del Viseense medio han proporcionado elementos escasos de *Hindeodus regularis*. Las muestras del Viseense tardío tienen una diversidad moderada e incluyen a especies de *Adetognathus*, *Diplognathodus*, *Hindeodus*, *Idiopriniodus*, *Kladognathus*, *Gnathodus*, *Lochriea*, *Pseudognathodus* y *Vogelgnathus*. Finalmente, las capas superiores son asignadas al Bashkiriense temprano por la presencia de *Declinognathodus lateralis*.

Las faunas obtenidas en la Caliza de Valdediezma permiten correlacionar esta plataforma con las calizas de cuenca de las formaciones Alba y Barcaliente en las Montañas Cantábricas. Los conodontos incluyen géneros de aguas someras (*Adetognathus*, *Diplognathodus*, *Hindeodus*, *Mestognathus* y *Synclidognathus*) junto a otros considerados de aguas profundas (*Gnathodus*, *Lochriea* y *Vogelgnathus*). El hallazgo en el Viseense de *Diplognathodus* es el más antiguo conocido en Europa y de parecida edad al descrito en Canadá. La plataforma de la Caliza de Valdediezma está localizada en el núcleo de otras

plataformas más jóvenes que fueron creciendo durante el Pensilvánico en la cuenca de antepaís de la Zona Cantábrica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2016-78738-P del Ministerio de Economía, Industria y Competitividad del Gobierno de España.

Referencias

- Blanco-Ferrera, S., Sanz-López, J., García-López, S. & Bastida, F., 2016. Tectonothermal evolution of the northeastern Cantabrian zone (Spain). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, first online 11 July 2016, doi:10.1007/s00531-016-1365-5
- Cózar, P., Sanz-López, J. & Blanco-Ferrera, S., 2015. Late Viséan-Serpukhovian lasiodiscid foraminifers in Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, NW Spain): potential biostratigraphic markers for the Viséan-Serpukhovian boundary. *Geobios*, **48**: 213–238.
- Cózar, P., Somerville, I.D., Sanz-López, J. & Blanco-Ferrera, S., 2016. Foraminiferal biostratigraphy across the Viséan/Serpukhovian boundary in the Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, Spain). *Journal of Foraminiferal Research*, **46**: 171–192.
- Sanz-López, J. & Blanco-Ferrera, S., 2012. Revisión estratigráfica del Misisipiense al Pensilvaniense más bajo de la zona Cantábrica y la posición de los límites entre los pisos. *Geo-Temas*, **13**: 163–166.

Sucesión sedimentaria y bioestratigrafía del Sinemuriense superior (Cronozona Obtusum) en Asturias

MARÍA JOSÉ COMAS-RENGIFO¹, JOSÉ CARLOS GARCÍA-RAMOS², ANTONIO GOY¹, RICARDO PAREDES¹, LAURA PIÑUELA² & LUIS CARLOS SUÁREZ VEGA³

- 1) Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), C/ José Antonio Novais 2, 28040 Madrid.

mjcomas@geo.ucm.es; angoy@geo.ucm.es; ricardo.paredes@ucm.es

- 2) Museo del Jurásico de Asturias (MUJA). Rasa de San Telmo, s/n. San Juan de Duz. 33328 Colunga, Asturias.

lpinuela.muja@gmail.com; jcgramos.muja@gmail.com

- 3) Dpto. Estratigrafía e Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC). Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), C/ José Antonio Novais 2, 28040 Madrid.

Los materiales del Sinemuriense superior (Cronozona Obtusum) en la costa centro-oriental asturiana pertenecen al Mb Buerres de la Fm Rodiles (Valenzuela *et al.*, 1986) y su sedimentación tuvo lugar en un mar epicontinental de fondo irregular con umbrales y depocentros, a una profundidad comprendida entre ligeramente por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad y por encima del nivel de base de buen tiempo. Aunque no se aprecian indicios de emersión, los términos más someros se encuentran en la parte basal. Por encima del tránsito a la Cronozona Oxynotum se produce una profundización generalizada, reconocible en las secciones más representativas que son: Playa de Vega (Ribadesella), Huerres (Colunga), Punta La Llastra O, Villar, Punta Rodiles E, Playa de Rodiles y El Puntal (las cinco en Villaviciosa) y las de Cabo San Lorenzo y Playa de Peñarrubia (ambas en Gijón). El espesor de los materiales aumenta progresivamente de E a O con valores mínimos en la Playa de Vega

(~14,46 m) y máximos en la Playa de Peñarrubia (~33,76 m), aunque el límite inferior de la Cronozona Obtusum no se puede marcar con precisión.

El conjunto está constituido por alternancias de calizas y margas grises que se ordenan en secuencias asimétricas transgresivo-regresivas con espesores variables (0,4-3 m). La asimetría se traduce en un mayor espesor relativo de la tendencia regresiva; pero la desigualdad actual está acentuada porque el tramo transgresivo suele tener una mayor proporción de margas por lo que ha sufrido más compactación. Los límites de las secuencias representan superficies de omisión y erosión (*firmground* o *hardground*) dependiendo de la mayor o menor batimetría de su origen.

La secuencia ideal comienza por alternancias de calizas *wackestone* a *mudstone* y margas más o menos bioclásticas con *Rhizocorallium* verticalizados, *Diplocraterion*, *Chondrites* y algunos *Kulindrichnus* y *Conichnus*, que pasan a términos nodulosos en los que predomina la proporción caliza/marga hasta pasar a una caliza amalgamada *wackestone* a *packestone* que culmina en un *firmground* o *hardground*. En las superficies de máxima inundación pueden aparecer concentraciones de braquiópodos del género *Zeilleria*; en los términos nodulosos de la parte intermedia regresiva son frecuentes los bivalvos infaunales profundos (*Pholadomya*, *Pleuromya*, *Gresslya*) en posición de vida, y en las calizas superiores muy bioclásticas Pínnidos, también en posición de vida mostrando estructuras bioturbadas subyacentes de escape, así como frecuentes gasterópodos (*Pseudomelania*). Los *hardgrounds*, situados a techo de algunas de las secuencias originadas en ambientes más someros y energéticos muestran episodios de removilización erosiva. Son frecuentes los ostreidos incrustantes, evidencias de actividad de organismos (*Thalassinodes* y *Diplocraterion*) y perforaciones de gusanos y bivalvos (*Trypanites* y *Gastrochaenolites*); estos últimos, a menudo, truncados por la erosión en la parte superior. Otras estructuras presentes son *Planolites*, *Palaeophycus*, *Curvolithus* y *Teichichnus*.

En la sucesión destacan tres niveles característicos de alternancias irregulares de margas y calizas pelletoidales granosoportadas, pobres en fósiles, con estructuras de deformación sinsedimentaria (*convoluteds* y *slumps*). Su origen pudo estar relacionado con corrientes de refluo de tempestad (*storm surge ebb*), con rellenos de canales intra-plataforma generados por grandes avenidas fluviales en el continente asociadas a tempestades intensas (*intra-shelf storm-flood channel deposits*) o bien con sacudidas sísmicas. Estos tres

intervalos pertenecen a la Subcronozona Obtusum y representan niveles guía correlacionables en la mayor parte de las secciones. En particular, el más antiguo es reconocible en todas ellas.

Dentro de un ámbito paleogeográfico más amplio, la sucesión estudiada es más profunda que algunas de las equivalentes en edad de la Cordillera Ibérica, la Cordillera Costero-Catalana, los Pirineos centrales y Mallorca, pero menos que las de la costa de Dorset (S de Inglaterra).

Los ammonioideos de la Cronozona Obtusum son escasos y solo han sido estudiado con detalle por Suárez Vega (1974). En los últimos años, se han obtenido fósiles de este grupo en más de treinta niveles sucesivos que han permitido caracterizar las tres subcronozonas en las que se subdivide la Cronozona Obtusum y marcar los límites entre ellas. El límite inferior de la cronozona es impreciso por ser muy raros los ammonioideos del Sinemuriense inferior.

La Subcronozona Obtusum incluye *Asteroceras* aff. *confusum* Spath y *Epophioceras* en la parte inferior, seguidos de *Asteroceras confusum* Spath y *Xipheroceras* y de *Asteroceras* gr. *obtusum* (Sowerby). La Subcronozona Stellare está caracterizada por *Asteroceras margaritoides* Spath, *Asteroceras stellare* (Sowerby) y *Asteroceras blakei* (Spath) y en su parte superior por *Aegasteroceras* sp. y *Aegasteroceras sagittarium* (Blake). Es relativamente frecuente *Promicroceras planicosta* (Sowerby) y de forma puntual se han registrado *Epophioceras* y raros *Arnioceras* en la parte superior. La Subcronozona Denotatus está caracterizada por *Eparietites* spp., entre los que la especie más frecuente es *Eparietites impendens* (Young & Bird) y también se encuentran raros *Promicroceras*.

El límite inferior de la Cronozona Oxynotum se ha establecido con el primer registro de *Gagaticeras*, como *Gagaticeras gagateum* (Young & Bird) asociados a *Palaeoechioceras* y *Plesechioceras* (Comas-Rengifo *et al.*, 2010). También se ha identificado *Oxynoticeras simpsoni* (Simpson) que caracteriza la Subcronozona Simpsoni.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2011-25894 y CGL2015-66604-R.

Referencias

- Comas-Rengifo, M.J., García-Martínez, J.C. & Goy, A. 2010. Sinemuriense superior en Rodiles (Asturias): Biocronoestratigrafía y biohorizontes de ammonoideos. In: *Comunicaciones V Congreso del Jurásico de España*. MUJA, Colunga, J.I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela, J.C. García-Ramos, (Eds.), pp. 3–9.
- Suárez Vega, L.C. 1974. Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **3**: 1–369.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. & Suárez de Centi, C. 1986. The Jurassic sedimentation in Asturias (N. Spain). *Trabajos de Geología*, **16**: 121–132.

Bioprovincias de macroforaminíferos durante el Cretácico Superior y su relación con la paleoceanografía

LORENZO CONSORTI & ESMERALDA CAUS

Departament de Geologia (Paleontologia). Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona.

lorenzo.consorti@e-campus.uab.cat; esmeralda.caus@uab.es

La mayoría de datos publicados sobre paleoclimatología del Cretácico superior sugieren un período de la historia de la Tierra caracterizado por condiciones de efecto invernadero, con temperaturas medias anuales más altas que las actuales. Esta situación se explica por la ausencia de hielo permanente en los casquetes polares, la existencia de grandes mares interiores y una corriente cálida en el Tethys, que homogeneizó la temperatura superficial del agua. La gran subida relativa del nivel del mar fue responsable del desarrollo de vastas plataformas carbonatadas someras en áreas ecuatoriales, tropicales y subtropicales. No obstante, la estructura de la circulación oceánica no es, en detalle, conocida y los datos sobre la distribución de los organismos, que colonizaron los ambientes marinos poco profundos en áreas distantes, es una herramienta indispensable para su conocimiento. Entre estos organismos están los macroforaminíferos (foraminíferos pertenecientes a distintos grupos taxonómicos, pero que comparten la extrema complejidad de su concha y un gran tamaño).

Los macroforaminíferos (MF) son organismos constituidos por una única célula eucariota gigante, provista de pseudópodos reticulares. El cuerpo protoplasmático celular está protegido por una concha mineralizada (de naturaleza calcárea) formada por numerosos compartimentos, que

corresponden a los sucesivos pasos de crecimiento (crecimiento discontinuo). Poseen endosimbiontes algales, por lo que están restringidos a la zona fótica. Caracterizan regímenes oligotróficos y, con menor incidencia mesotróficos. Son exclusivamente bentónicos (viven en substratos muy variados) y típicos de plataformas marinas someras, principalmente carbonatadas, de ambientes tropicales y subtropicales. La temperatura de las aguas oceánicas superficiales (en relación con la latitud), es el factor principal de control de la repartición de los MF en los océanos y mares actuales, ya que temperaturas mínimas invernales por debajo de los 15-25°C (hay taxones más tolerantes que otros) limita las funciones metabólicas de sus simbioses. No obstante, su repartición en un mismo cinturón climático no es uniforme. Existen límites longitudinales, más o menos perpendiculares a las isotermas, que conforman una diferenciación faunística este-oeste, lo que da lugar a áreas de diferente tamaño caracterizadas por taxones endémicos. Los límites de estas áreas, o bioprovincias, están relacionados con la estructura de la circulación oceánica superficial, que provoca cambios bruscos en las condiciones de trofismo de las masas de agua en el interior de una misma franja climática (Langer & Hottinger, 2000).

Los datos paleogeográficos y paleontológicos de que se dispone actualmente para el Cretácico superior muestran, en el cinturón climático comprendido entre los 40° latitud N y 40° latitud S, tres paleobioprovincias principales: caribeña, atlántico-pirenaica y tetisiana (Caus *et al.*, 2007). Forman parte de la paleobioprovincia caribeña los MF de los actuales afloramientos del sur de Estados Unidos, Méjico, América central, islas del Caribe y el norte de América del sur. No obstante, esta paleobioprovincia se extiende lejos del continente americano hasta alcanzar algunas islas del océano Pacífico. Está caracterizada por un grupo endémico de MF lamelar-perforados con sistema de canales, los géneros *Sulcoperculina*, *Pseudorbitoides* y *Vaughanina* son los principales ejemplos. Otros taxones como *Torreina* (Orbitoididae), *Caribalveolina* (Alveolinidae) o *Chubbina* (Rhapydioninidae) son también exclusivos de esta paleobioprovincia. La paleobioprovincia atlántico-pirenaica se extendía a ambos márgenes de la Cuenca Pirenaica, que se abría al océano Protoatlántico y cuyo límite oriental se situaba en la plataforma alpina. Hacia el norte y noreste la paleobioprovincia se extiende hasta Escandinava y el centro del continente Europeo (Caus & Hottinger, 1986). Está caracterizada por grandes meandropsínidos (*Meandropsina* y aliados), fabuláridos (*Lacazina* y *Pseudolacazina*) y alveolínidos (*Hellealveolina* y *Fabalveolina*). En esta paleobioprovincia, la poca diversidad de MF en sus zonas norte y noreste, en

relación al área pirenaica, se debe a la diferencia en el gradiente térmico. La denominada paleobioprovincia tetisiana es extensa y muy compleja, abarcando desde el sureste de la península Ibérica hasta Oriente medio, lo que incluye la península Italiana, los Balcanes, Grecia, sur de Turquía y Oriente medio (Siria, Iraq, Irán y las plataformas de la península Árabiga). Se caracteriza principalmente por la presencia de representantes de la familia Rhapsydioninidae aunque de oeste a este hay algunas diferencias, lo que permite dividir esta paleobioprovincia en tres subpaleobioprovicias: occidental, central y oriental (Fleury *et al.*, 1985).

La diferenciación de las paleobioprovicias sugiere, para el Cretácico superior, un patrón de circulación de las aguas oceánicas superficiales que concuerda con el modelo propuesto por Hay (2009).

AGRADECIMIENTOS

El trabajo se enmarca dentro del proyecto CGL2015-69805-P.

Referencias

- Caus, E., Bernaus, J. M., Boix, C. & Vicedo, V. 2007. Los macroforaminíferos de la paleobioprovincia caribeña durante el Cretácico superior. En E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds), 4th European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of Latin America, *Cuadernos del Museo Geominero*, **8**: 85–89.
- Caus, E. & Hottinger, L. 1986. Particularidades de la fauna (macroforaminíferos) del Cretácico superior Pirenaico. *Paleontologia i Evolució* **20**: 115–123.
- Fleury, J.J., Bignot, G., Blondeau, A. & Poignant, A. 1985. Biogéographie de Foraminifères benthiques tétysiens du Sénonien à l'Eocène supérieur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**: 757–770.
- Hay, W.W. 2009. Cretaceous Oceans and Ocean Modeling. Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins, and Paleoceanographic and Paleoclimatic Significance. *SEPM Special Publication* **91**: 243–271.
- Langer, M.R. & Hottinger, L. 2000. Biogeography of selected “larger” foraminifera *Micropaleontology*, **46** (supplement 1): 105–126.

Theoretical morphology and ichnofossils: *Gyrolithes* as a case study

MIQUEL DE RENZI¹, PAUL PALMQVIST² & EDUARDO MAYORAL³

1) Instituto Cavanilles, Universitat de València. C/Catedrático José Beltrán Martínez 2. 46980 Paterna-Valencia.

miquel.de.renzi@uv.es

2) Departamento de Ecología y Geología, Universidad de Málaga. Campus de Teatinos. 29071 Málaga.

ppb@uma.es

3) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen, Avda. 3 de Marzo, s/n, 21071 Huelva.

mayoral@uhu.es

Ichnofossils morphology reflects the behaviour of ancient animals and can be studied from the perspective of theoretical morphology (Raup & Seilacher, 1969; McGhee, 1998).

Here, we address the helical morphology of *Gyrolithes*, which is similar to a corkscrew (**Fig. 1A**; **Fig. 1B** reproduces geometric features of this section). Its shape may be ideally assimilated to a circumference whose centre describes a circular helix (note that we don't deal here with conical helices). This space curve is coiled on a cylindrical surface of radius R whose axis is the coiling axis. The helix crosses the generating straight lines of the cylinder at a constant angle α ; the angle $\Theta = \pi/2 - \alpha$ is the slope of the helix. This results in a characteristic distance or pitch h between successive whorls. In taking a coordinate spatial system in which the Z -axis is the coiling axis, helix equations (Mataix, 1957) are given by:

$$x=R \cos t, y=\varepsilon R \sin t, z=kt \quad (1)$$

in which $\varepsilon=\pm 1$ (clockwise –positive sign– or anti-clockwise –negative sign– helix).

In Raup's terminology (Raup, 1966), the circumference is a generating curve (g.c.) with radius r and diameter $d=2r$, however, it has no dilatation through the coiling (Raup's $W=1$). Each point of the g.c. traces a helix with the same k value as that of the center, but coiled on another concentric cylinder with $R'\neq R$. There are two extreme points, whose radii are $R_1'=R+r$ and $R_2'=R-r$, respectively (**Fig. 1B**).

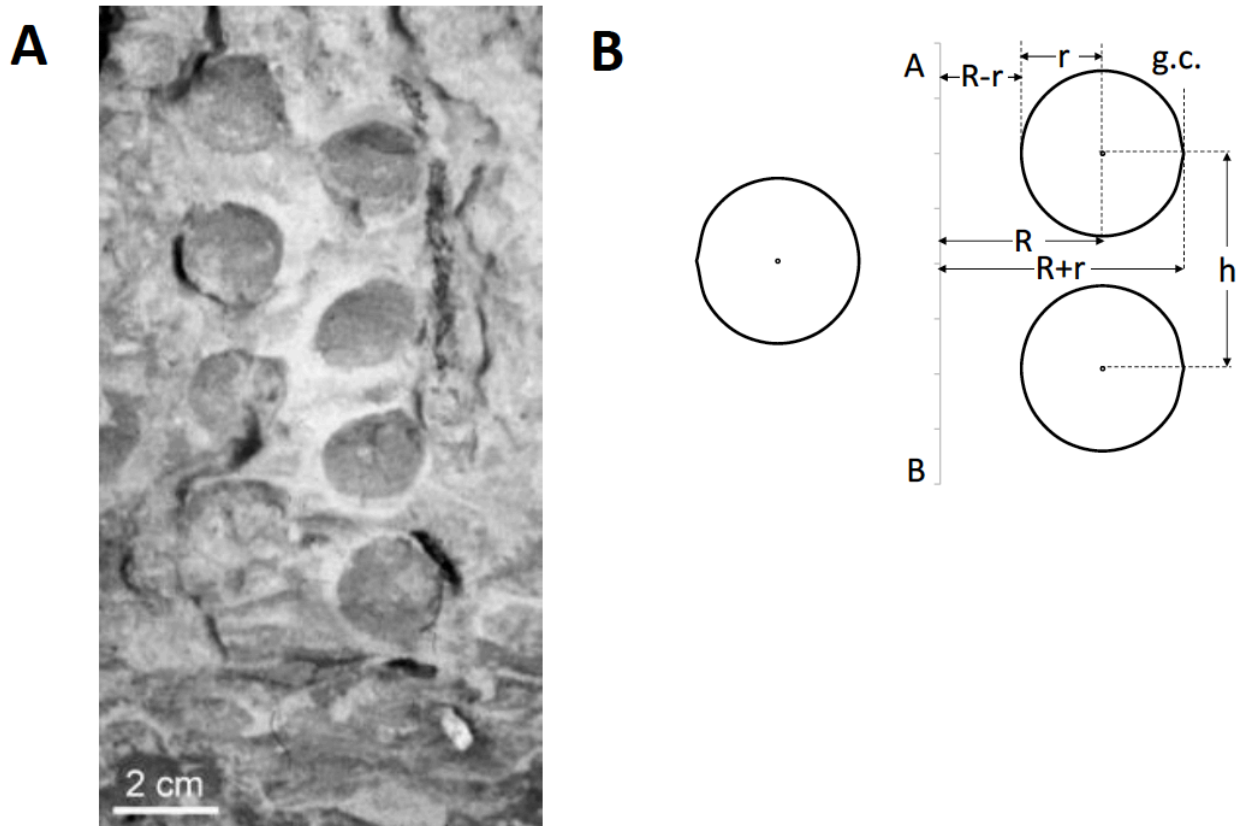


Figure 1. A. Section of *Gyrolithes nodosus* (In: Mayoral & Muñiz, 1998; plate 1, fig. 2) containing the coiling axis. **B.** The generating curve (g.c.) and its extreme points referred to the coiling axis AB (see text for explanation).

The helix is an isometric, self-similar space curve; thus, its proportions are invariant along its trajectory and can be used as dimensionless parameters, which are useful in order to describe *Gyrolithes* in a more morphologic way. Following Mataix (1957), we start from the basic relationship:

$$h=2 R \tan \theta \quad (2)$$

The parameter k in (1) is given by $k=h/2\pi$. We define the following dimensionless parameters: $\delta=h/d=h/2r$ and $\kappa=r/R$ (see **Fig. 1B**). Parameters δ and κ have analogies with Raup's T and D , but they differ from them. Finally, we consider $\tan \theta=\beta$ as a third dimensionless parameter. It is easy to see that from (2), these parameters are not independent but they are related by:

$$\delta=(\pi/\kappa)\beta \quad (3)$$

We can introduce in (1) two of these three parameters, namely δ and κ . We can show that $k=r\delta/\pi$ and $R=r/\kappa$, which means that equations (1) become:

$$x=(r/\kappa) \cos t, y=r\delta/\kappa \sin t, z=(r\delta/\pi) t \quad (4)$$

These new equations can be used to simulate an ideal *Gyrolithes* in longitudinal sections on the XZ plane (**Fig. 1A, B**), with $t=0, \pi, 2\pi, 3\pi$, and 4π (**Fig. 2**). Generating curves are always tangent to the coiling axis when $\kappa=1$; for $\delta=1$, the successive g.c.'s are always tangent each other. For $\kappa<1$, g.c.'s have no common points with the coiling axis, whereas for $\delta>1$, g.c.'s move away each other. Thus, $\kappa=1$ and $\delta=1$ are critical values.

Mayoral (1986) suggested as explanations of this behavior the search for food and refuge. We think that other factors should be taken into account, including (1) the avoidance of excessive energetic costs for a deep and effective penetration within the sediment; and (2) the avoidance of lateral and/or vertical overlap along the trajectory, because in such a case the structure could collapse. For an animal with weak muscles, a direct, vertical penetration would suppose a higher energetic cost than an oblique one, which justifies the helical digging. In addition, given this energetic constraint, values of both δ and β must be low. Non-overlapping successive whorls, however, require $\delta\geq 1$. For $\kappa>1$, the trajectory can laterally overlap even if $\delta\geq 1$. Since trajectory lengths increase with decreasing $\kappa<1$ (more energetic cost), this parameter cannot be lowered too much.

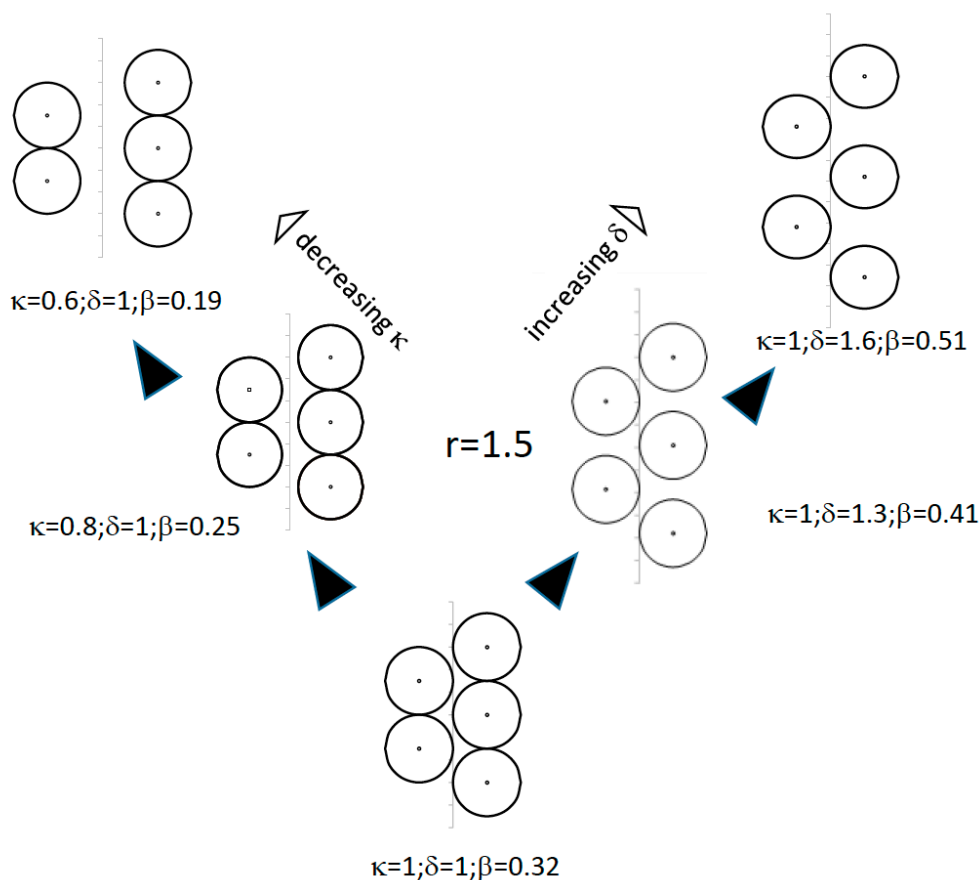


Figure 2. Simulations of possible clockwise *Gyrolithes* by progressive changes in κ or δ from an initial situation. β depends on their fixed values —see (3) in text.

References

- Mataix, C. 1957. *Tratado de geometría analítica*. Editorial Dossat, S.A., Madrid.
- Mayoral, E. 1986. *Gyrolithes vidali* nov. icnoesp. (Plioceno marino) en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Área de Palos de la Frontera, Huelva, España). *Estudios Geológicos*, **42**: 211–223.
- Mayoral, E. & Muñiz, F. 1998. Nuevos datos icnotaxonómicos sobre *Gyrolithes* del Plioceno inferior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Revista Española de Paleontología*, **13**: 61–69.
- McGhee, G.R., Jr. 1998. *Theoretical morphology: The concept and its applications*. Columbia University Press, New York.
- Raup, D.M. 1966. Geometric analysis of shell coiling: General problems. *Journal of Paleontology*, **40**: 1178–1190.
- Raup, D.M. & Seilacher, A. 1969. Fossil foraging behavior: Computer Simulation. *Science*, **166**: 994–995.

Los micromamíferos de Castillejo del Bonete (Holoceno reciente, Terrinches, Ciudad Real)

ÁNGEL C. DOMÍNGUEZ GARCÍA¹, CÉSAR LAPLANA², PALOMA SEVILLA¹,
HUGUES-ALEXANDRE BLAIN³, NORBERTO PALOMARES ZUMAJÓ⁴ & LUIS
BENÍTEZ DE LUGO ENRICH⁵

1) Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense de Madrid.
José Antonio Novais 12, 28040, Madrid.

angelcdo@ucm.es; psevilla@ucm.es

2) Museo Arqueológico de la Comunidad de Madrid (MAR). Pza. Bernardas s/n. 28001
Alcalá de Henares, Madrid.

cesar.laplana@gmail.com

3) IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. Zona Educacional 4,
Campus Sescelades URV (Edifici W3), 43007, Tarragona.

hablain@iphes.cat

4) Anthropos, S.L. 13300, Valdepeñas. Ciudad Real.

anthropos@estudio-arqueologia.es

5) Departamento de Arqueología y Prehistoria, UNED. 13300, Valdepeñas, Ciudad Real.

lbenitez@valdepenas.uned.es

Las asociaciones de micromamíferos presentes en yacimientos arqueológicos y paleontológicos aportan información muy relevante relativa a la interpretación biocronológica de los depósitos que contienen estos fósiles y a la reconstrucción paleoambiental del entorno en el que se localizan estos yacimientos. En cronologías holocenas, sin embargo, los datos disponibles sobre micromamíferos son destacadamente menos numerosos que en periodos más antiguos del Cuaternario, a pesar de que en los últimos once mil años ha

habido cambios importantes tanto en los patrones de distribución geográfica como en la abundancia de estos mamíferos, causadas por cambios en el clima y por modificaciones antrópicas del paisaje. En este contexto las aportaciones de localidades fosilíferas con microfauna como la que se presenta en esta comunicación adquieren especial relevancia.

Castillejo del Bonete es un yacimiento arqueológico prehistórico localizado en las estribaciones septentrionales de Sierra Morena, en el término municipal de Terrinches (Ciudad Real). Está constituido por una cueva monumentalizada mediante varias estructuras, entre las que destacan varios corredores megalíticos y túmulos. Se encuadra cronológicamente en fechas calcolíticas y de la Edad del Bronce (Benítez de Lugo *et al.*, 2015).

El material estudiado procede de tres unidades estratigráficas (UE26018, UE26019 y UE26020) del sondeo Oeste realizado en la Galería 2 de la cueva. La muestra se caracteriza por una extraordinaria riqueza en restos de anfibios, reptiles y micromamíferos. Entre estos últimos se han identificado un total de 7957 elementos dentarios, y postcraneales diagnósticos (húmero, ulna y fémur) en el caso de *Talpa* sp., pertenecientes a cuatro órdenes de mamíferos: 2 lagomorfos (*Oryctolagus cuniculus* y *Lepus granatensis*), 2 soricomorfos (*Crocidura russula/suaveolens* y *Talpa* sp.), 1 erinaceomorfo (*Erinaceus europaeus*) y 7 roedores (*Eliomys quercinus*, *Arvicola sapidus*, *Microtus cabreræ*, *Microtus duodecimcostatus*, *Apodemus sylvaticus*, *Mus spretus* y *Mus musculus*). Las preferencias ecológicas de las especies documentadas indican que el entorno del yacimiento estaba constituido por un paisaje boscoso con alternancia de zonas abiertas secas y húmedas.

Destaca la presencia de las dos especies del género *Mus*, ya que el registro ibérico más antiguo de ambas se encuentra en Portugal, en el Abrigo Pena d'Água, en un nivel neolítico con una datación de 5180 ± 240 BP (Póvoas, 1998). En España se cita *M. spretus* en la Cova de les Cendres, con una edad de 4700 ± 120 BP (Guillem Calatayud, 1999). Esta cronología es congruente con las dataciones realizadas en Castillejo del Bonete, que revelan una antigüedad máxima de 3870 ± 30 BP (Benítez de Lugo *et al.*, 2015), constituyendo así uno de los registros más antiguos de *Mus musculus* en España.

El análisis tafonómico preliminar permite interpretar un origen escatológico para la mayor parte de la microfauna en el yacimiento, al haberse identificado numerosos restos con claras evidencias de digestión además de la presencia de coprolitos de pequeño tamaño que contienen fragmentos de huesos de

microvertebrados. Todo ello permite afirmar que la asociación estaría originada por la actividad predadora de pequeños carnívoros. En el caso de *O. cuniculus* no se han identificado evidencias de digestión en la mayoría de sus restos, al tiempo que son muy abundantes los elementos pertenecientes a individuos juveniles con dentición lacteal, por lo que los restos de esta especie en el yacimiento podrían relacionarse con la presencia de madrigueras de conejo en el interior de la cavidad.

AGRADECIMIENTOS

A.C. Domínguez García disfruta de un contrato como personal técnico y de gestión de la I+D, cofinanciado por el MINECO y la UCM.

Referencias

- Benítez de Lugo Enrich, L., Palomares Zumajo, N., Álvarez García, H.J., Barroso Bermejo, R., Benito Sánchez, M., Blain, H., Bueno Ramírez, P., de Balbín Behrmann, R., Fernández Martín, S., López Sáez, J.A., Galindo-Pellicena, M.A., Garrido Martínez, M.A., Laplana Conesa, C., Mata Trujillo, E., Menchén Herreros, G., Montero Ruiz, I., Moraleda Sierra, J., Morgado Rodríguez, A., Odriozola, C.P., Polo Martín, E., Ruiz-Alonso, M., Sevilla García, P., Schuhmacher T.X. & Salazar-García, D.C. 2015. Paleoeología y cultura material en el complejo tumular prehistórico de Castillejo del Bonete (Terrinches, Ciudad Real). *Menga. Revista de Prehistoria de Andalucía* 6: 113–140.
- Guillem Calatayud, P.M. 1999. Los micromamíferos (Rodentia, Insectivora y Chiroptera) de la Secuencia Holocena de la Cova de les Cencres y Cova de Bolumini. En: *II Congrés del Neolític a la Península Ibèrica. Sagvntvm-plav. Extra-2*: 31–36.
- Póvoas, L. 1998. Faunas de micromamíferos do Abrigo da Pena d'Água (Torres Novas) e seu significado paleoecológico: considerações preliminares. *Revista Portuguesa de Arqueologia*, 1(2): 81–84.

Análisis icnológico en estudios paleoceanográficos: aplicación del tratamiento de imágenes de alta resolución en sondeos marinos

JAVIER DORADOR & FRANCISCO J. RODRÍGUEZ-TOVAR

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18002 Granada.

javidr@ugr.es; fjrtovar@ugr.es

El análisis icnológico es considerado hoy en día como una herramienta de gran utilidad en estudios paleoceanográficos debido a la información que aporta acerca de determinados parámetros ambientales de significancia en el medio marino como son la oxigenación o la disponibilidad de nutrientes entre otros (e.g., Löwemark, 2007; Knaust & Bromley, 2012). Gran parte de estos estudios se realiza sobre sondeos a pesar de que existen una serie de características intrínsecas a los mismos (reducidas dimensiones de la superficie expuesta o limitada visualización de la bioturbación), especialmente si se trata de sondeos marinos modernos, que dificultan la ejecución de un completo estudio icnológico (e.g., Dorador *et al.*, 2014; Rodríguez-Tovar & Dorador, 2015). Con el fin de subsanar estas dificultades en los últimos años se ha implementado una novedosa metodología de tratamiento de imágenes, cuya eficacia ha sido probada en numerosas aplicaciones. Cabe destacar que las técnicas desarrolladas no sustituyen al procedimiento tradicional, pero si se muestran como una herramienta adicional en aquellos casos donde se cuente con imágenes de alta resolución, de rayos-X o de Tomografía Computarizada. El objetivo de la presente contribución es mostrar algunos de los ejemplos más significativos en los que se pone de manifiesto la utilidad del análisis icnológico, desarrollado gracias a la aplicación de la citada metodología, en estudios paleoambientales y paleoceanográficos.

El tratamiento digital de imágenes de alta resolución se ha aplicado mayoritariamente sobre sondeos modernos del margen suroeste de la Península Ibérica, permitiendo la caracterización de icnofábricas en todo el registro (e.g., Rodríguez-Tovar & Dorador, 2014) y la realización de una serie de estudios de detalle integrados sobre intervalos con un gran interés desde un punto de vista de la dinámica atmósfera/océano (e.g., Rodríguez-Tovar *et al.*, 2015). La aplicación de esta metodología no se ha limitado a sondeos marinos modernos, sino que se han experimentado avances en otros materiales como el caso de sondeos carbonatados del Mioceno (Cunningham *et al.*, 2016), lo que permitió mejorar interpretaciones sobre dinámica del nivel del mar y el análisis de estratigrafía secuencial de estos materiales. La utilidad del método desarrollado también ha sido comprobada en otro tipo de imágenes como es el caso de imágenes de rayos-X (Löwemark *et al.*, en progreso) o de Tomografía Computarizada. En este último caso, se han estudiado tanto imágenes de secciones transversales y longitudinales (Hodell *et al.*, 2017; Rodríguez-Tovar *et al.*, en progreso), cuya interpretación ha permitido caracterizar cambios paleoceanográficos asociados a la dinámica de los eventos Heinrich. Actualmente, el procesado de este tipo de datos está permitiendo la reconstrucción en 3D de ciertas estructuras biogénicas (Dorador *et al.*, en progreso), lo que se perfila como una nueva línea de avance cuya significancia paleoceanográfica se revela de gran interés.

Referencias

- Cunningham, K.J., Bann, K.L., Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Westcott, R.L. & Kluesner, J.W. 2016. Ichnofacies Analysis with Digital-Image Treatment of a Miocene Carbonate Distally-Steepened Outer Ramp, Southeastern Florida Platform, USA. En: *Ichnia 2016 Abstract Book. Naturtejo*. (eds. Baucon, A., Neto de Carvalho, C. & Rodrigues, J.). Portugal, 244–245.
- Dorador, J., Rodríguez-Tovar, F.J. & IODP Expedition 339 Scientists. 2014. Digital image treatment applied to ichnological analysis of marine core sediments. *Facies*, **60**(1): 39–44.
- Hodell, D.A., Nicholl, J.A., Bontognali, T.R.R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J.A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M.J., Rodríguez-Tovar, F.J. & Röhl, U. 2017. Anatomy of Heinrich Layer 1 and its Role in the Last Deglaciation. *Paleoceanography*, **32**(3): 1–20.
- Knaust, D. & Bromley, R.G. 2012. *Trace fossils as indicators of sedimentary environments. Developments in Sedimentology* **64**, Elsevier, Amsterdam, 960 p.

- Löwemark, L. 2007. Importance and Usefulness of Trace Fossils and Bioturbation in Paleoceanography. En: *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospect* (Ed. W. Miller), Elsevier, Amsterdam, 404–418.
- Rodríguez-Tovar, F.J. & Dorador, J. 2014. Ichnological analysis of Pleistocene sediments from the IODP Site U1385 "Shackleton Site" on the Iberian margin: Approaching paleoenvironmental conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 409: 24–32.
- Rodríguez-Tovar, F.J. & Dorador, J. 2015. Ichnofabric characterization in cores: A method of digital image treatment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **85**(3): 465–471.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Martín-García, G.M., Sierro, F.J., Flores, J.A. & Hodell, D.A. 2015. Response of macrobenthic and foraminifer communities to changes in deep-sea environmental conditions from Marine Isotope Stage (MIS) 12 to 11 at the "Shackleton Site". *Global and Planetary Change*, **133**: 176–187.

Improving ichnological analysis of modern cores based on processing of computed tomography data

JAVIER DORADOR¹, FRANCISCO J. RODRÍGUEZ-TOVAR¹ & JÜRGEN TITSCHACK²

1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18002 Granada.

javidr@ugr.es; fjrtovar@ugr.es

2) MARUM – Centre for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, D-28359 Bremen.

jtitschack@marum.de

During the last years, ichnological analysis has been revealed as a useful tool for the study of drilling marine cores, being considered as a very important proxy in palaeoenvironmental studies (e.g., Knaust & Bromley, 2012). However, ichnological study of marine cores is not an easy matter due to core features, as the narrow surface and the exclusive 2D ichnological observations. Core properties avoid the observation of 3D biogenic structures, favouring mainly the characterization of horizontal and sub-horizontal trace fossils components against the comparative scarce record of the vertical counterparts. To solve this point, some penetrative techniques as X-ray or Computed Tomography (CT) are sometimes used to obtain more complete ichnological information. These techniques are especially useful when working with high density ferruginized or pyritized burrows (e.g., Löwemark, 2003; Kędzierski *et al.*, 2015). In these cases, density contrast respect to the host sediment is high and biogenic structures are easily isolated. However, the use of these techniques is quite rare in soft cores. Here we present the application of a CT method on the ichnological analysis of modern marine cores, previously used in studies on cold-water corals (e.g., Titschack *et al.*, 2015). This technique does not show all the biogenic structures

and do not replace the traditional methods, but it can provides additional information in those cases where CT scanning data are available.

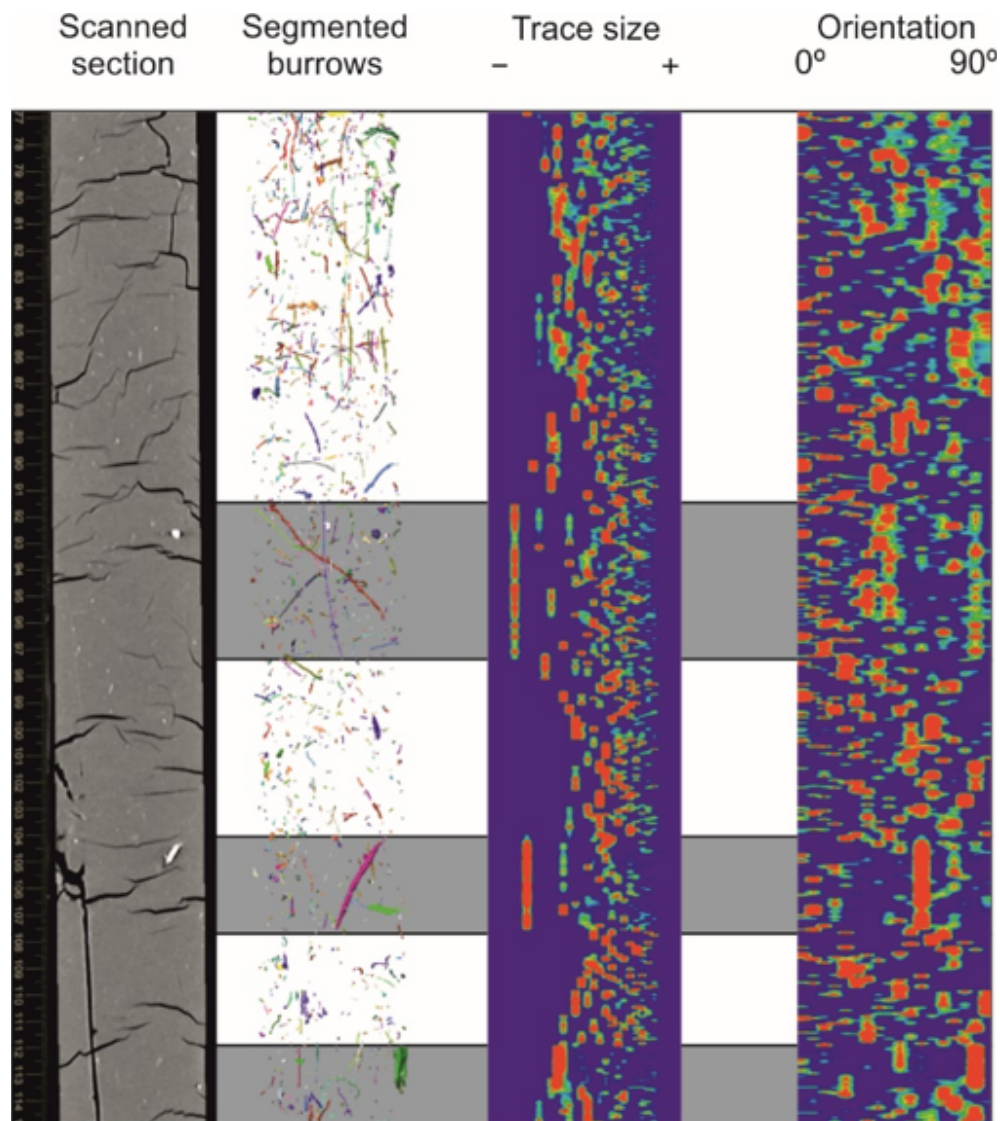


Figure 1. From left to right; scanned section before CT data processing, image of segmented burrows and obtained graphs of Trace size and Z-Orientation after CT data processing. Red colour in Trace size and Orientation columns reflects the most common value.

The proposed method is based on the isolation (i.e., segmenting) of burrows from the surrounding sediment, displaying each one with a different colour and providing a 3D view of the isolated structures. Moreover, additional ichnological information as size of all differentiated traces and the z-orientation of the maximal trace length are plotted, allowing differentiation of intervals in the studied cores (**Fig. 1**).

The presented use of processed CT data is especially significant in the ichnofabric approach, being revealed as very powerful to determine ichnological features that are difficult to recognize in core research (z-orientation and trace fossil size) and then of special interest in basin sedimentary research allowing improvement of palaeoenvironmental interpretations.

References

- Kędzierski, M., Uchman, A., Sawlowicz, Z. & Briguglio, A. 2015. Fossilized bioelectric wire - The trace fossil *Trichichnus*. *Biogeosciences*, **12**(8): 2301–2309.
- Knaust, D. & Bromley, R.G. 2012. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* 64, Elsevier, Amsterdam, 960 p.
- Löwemark, L. 2003. Automatic image analysis of X-ray radiographs: a new method for ichnofabric evaluation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **50**(6): 815–827.
- Titschack, J., Baum, D., De Pol-Holz, R., López Correa, M., Forster, N., Flögel, S., Hebbeln, D., Freiwald, A. & Riegl, B. 2015. Aggradation and carbonate accumulation of Holocene Norwegian cold-water coral reefs. *Sedimentology*, **62**(7): 1873–1898.

Disparidad fenotípica de la articulación del codo en cánidos extintos y perros domésticos

BORJA FIGUEIRIDO

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga.
Campus Universitario de Teatinos s/n, 29071-Málaga

borja.figueirido@uma.es

La dinámica evolutiva de la familia Canidae (Mammalia, Carnivora) ha estado marcada, a lo largo de 40 Ma de historia, por tres radiaciones sucesivas que reflejan la aparición de tres subfamilias (Wang *et al.*, 2004): Hesperocyoninae (~ 40-15Ma), Borophaginae (~ 36-2.5Ma) y Caninae (~ 36Ma-actualidad). Además, su extraordinario registro fósil ha permitido testar hipótesis evolutivas como por ejemplo si las oportunidades ecológicas limitan la tasa de evolución fenotípica (Slater 2015), o si el cambio ambiental puede alterar la evolución de los linajes (Figueirido *et al.* 2015). Por tanto, el estudio de la anatomía esquelética en Canidae supone una oportunidad única para explorar los límites de la disparidad fenotípica, y más particularmente, si tenemos en cuenta al perro doméstico (*Canis familiaris*). De hecho, la disparidad fenotípica de sus 189 razas (conseguida en tan sólo 30,000 años por selección continua y dirigida) es tal, que su ‘evolución’ se considera como una cuarta radiación a nivel intraespecífico.

En este trabajo se cuantifica la disparidad fenotípica de la articulación del codo (i.e., superficie anterior de la epífisis distal del húmero) en las tres subfamilias de Canidae, incluyendo al perro doméstico. El trabajo se centra en esta estructura, pues es un indicador morfológico de la estrategia de caza en mamíferos carnívoros (Anderson y Werdelin 2003; Figueirido y Janis 2011; Figueirido *et al.* 2016). Se utilizan los métodos propios de la morfometría

geométrica basados en puntos homólogos bidimensionales para capturar la forma de esta articulación. El objetivo principal será explorar la evolución fenotípica de una estructura altamente funcional a lo largo de la evolución de la familia Canidae, desde los primeros hesperocyoninos (*Prohesperocyon*) que aparecieron hace ~40 Ma en el Eoceno terminal de Norteamérica hasta los perros domésticos.

Un análisis de componentes principales muestra que la disparidad fenotípica de la articulación del codo aumenta progresivamente en relación a la aparición de las tres subfamilias, probablemente debido a los diferentes cambios ambientales y de hábitat acontecidos durante el Neógeno. Sin embargo, pese a que la disparidad fenotípica de la articulación en *C. familiaris* es superior a la de su ancestro, el lobo gris (*C. lupus*), esta articulación no parece haber experimentado morfologías tan extremas y dispares como en el caso del esqueleto craneodental. Tanto es así, que no parece existir una convergencia evolutiva entre perros entrenados para una carrera rápida (p.ej., el galgo) y los depredadores veloces (p.ej., el guepardo, *Acinonyx jubatus*), o entre razas entrenadas para la pelea (p.ej., bull-terrier) y los depredadores por emboscada (p.ej., el león, *Panthera leo*). Esta baja disparidad encontrada en la articulación del codo en las razas de perros en comparación con cánidos extintos podría atender a: (i) un programa de desarrollo que restrinja las posibilidades de diseño; (ii) o a una ausencia de selección artificial intensa hacia la maniobrabilidad del antebrazo o hacia una velocidad rápida. Ambas posibilidades son discutidas en base a las evidencias del registro fósil.

Referencias

- Andersson, K. & Werdelin, L. 2003. The evolution of cursorial carnivores in the Tertiary: implications of elbow-joint morphology. *Proceedings of the Royal Society of London B*, **270**: S163–S165.
- Figueirido, B., Martín-Serra, A., Tseng, Z.J. & Janis, C.M. 2015. Habitat changes and changing habits in North American fossil canids. *Nature communications*, **6**: 7976.
- Figueirido, B., Martín-Serra, A. & Janis, C.M.. 2016. Ecomorphological determinations in the absence of living analogues: The predatory behavior of the marsupial lion (*Thylacoleo carnifex*) as revealed by elbow joint morphology. *Paleobiology*, **42**(3): 508–531.

- Slater, G. J. 2015. Iterative adaptive radiations of fossil canids show no evidence for diversity-dependent trait evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **112**(16): 4897–4902.
- Figueirido, B. & Janis, C. M. 2011. The predatory behaviour of the thylacines: Tasmanian tiger or marsupial Wolf? *Biological Letters* **7**: 937–939.
- Wang, X., Tedford, R.H. Van Valkenburgh, B. & Wayne, R.K. 2004. Ancestry: Evolutionary history, molecular systematics, and evolutionary ecology of Canidae. In: *The Biology and Conservation of Wild Canids* (Eds. D.W. MacDonald & C. Sillero-Zubiri). Oxford University Press, Oxford, 39–54.

Presencia de caries dentales en el oso de cara corta (*Arctodus simus*) del Pleistoceno de Norteamérica

BORJA FIGUEIRIDO¹, ALEJANDRO PÉREZ-RAMOS¹, FRANCISCO J. SERRANO^{1,2,3}
& ALEJANDRO ROMERO²

1) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga.
Campus Universitario de Teatinos s/n, 29071-Málaga.

borja.figueirido@uma.es; pera@uma.es; fjsa@uma.es

2) The Dinosaur Institute, Natural History Museum of Los Angeles County. 900 Exposition
Boulevard, Los Angeles, CA 90007.

3) Fundación Sierra Elvira. Avenida de Andalucía nº 139, Atarfe, 18230-Granada.

4) Departamento de Biotecnología, Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante,
99.E-03080, Alicante.

a.romerorameta@gmail.com

El Pleistoceno tardío fue un momento crítico para los carnívoros fisípedos de gran porte (Van Valkenburgh y Hertel 1993). La alta incidencia de dientes con presencia de roturas en vida viene a indicar que, probablemente, estos consumieran los cadáveres de las presas de forma más completa y rápida con respecto a los miembros actuales de este nicho. Esta situación de estrés nutricional es soportada por un desequilibrio entre la biomasa de predadores y presas durante este periodo de tiempo, lo que favoreció el cleptoparasitismo y la competencia inter-específica (Van Valkenburgh *et al.* 2009, Binder y Van Valkenburgh, 2010).

El extraordinario conjunto de yacimientos de los pozos de alquitrán de Rancho La Brea en Los Ángeles (California) ha proporcionado una importante colección de restos que nos ayudan a reconstruir este escenario de “tiempos

difíciles" para los carnívoros de gran porte. Rancho La Brea funcionó como una trampa natural dónde los herbívoros quedaban atrapados así como los grandes carnívoros que iban a alimentarse de estas presas (McHorse *et al.*, 2012). La cantidad de animales que quedaron atrapados y la buena conservación de los restos en la brea, ha hecho posible que en el Rancho La Brea (RLB) se hayan preservado restos de miles de lobos terribles (*Canis dirus*), félidos con dientes de sable (*Smilodon fatalis*) y coyotes (*Canis latrans*). Otros carnívoros menos frecuentes preservados en los pozos de alquitrán han sido el oso de cara corta (*Arctodus simus*), el león americano (*Panthera atrox*) y el félido con dientes de sable en forma de cimitarra (*Homotherium serum*). Sin embargo, a pesar de que el oso de cara corta fue el mamífero carnívoro terrestre más grande que jamás ha existido (Figueirido *et al.*, 2010) y que se encuentra preservado en el yacimiento de RLB, éste no ha sido tenido en cuenta a la hora de reconstruir el "escenario competitivo" que caracterizó el Pleistoceno terminal.

En este trabajo se describe por primera vez una serie de dientes con patologías de *Arctodus* conservados en el yacimiento de Rancho La Brea, que podrían evidenciar una situación de estrés nutricional para el oso de cara corta. Se ha utilizado microscopía electrónica de barrido (ESM), análisis de la densidad de esmalte/dentina a partir de Tomografía Axial Computerizada de alta resolución (micro-CT) y los resultados se han comparado con una base de datos de patologías dentales en úrsidos actuales. De esta manera se han determinado las patologías identificadas en los dientes de *Arctodus* como producto de caries.

Nuestros resultados indican que la población de *Arctodus* que habitó RLB durante el Pleistoceno tardío se alimentaba regularmente de carbohidratos, lo cual viene a indicar un cambio en la dieta en relación a las poblaciones más carnívoras de Alaska y Yukón, tal y como indican su alta proporción de $\delta^{15}\text{N}/\delta^{14}\text{N}$ (Matheus 1995; Bocherens *et al.* 1995). Se plantea la hipótesis de que la intensa competencia inter-específica experimentada por los carnívoros de gran porte durante el Pleistoceno terminal favoreció un cambio de dieta en la población del oso de cara corta para alimentarse mayoritariamente de recursos no cárnicos. Por otra parte, esta interpretación explica el debate que existe actualmente sobre la dieta de esta especie emblemática de la megafauna.

Referencias

- Binder W.J. & Van Valkenburgh, B. 2010. A comparison of tooth wear and breakage in Rancho La Brea Sabertooth Cats and dire wolves across time *Journal of Vertebrate Paleontology*, **30** (1): 255–261
- Bocherens, H., Emslie, S.D., Billiou, D. & Mariotti, A. 1995. Stable isotopes (^{13}C , ^{15}N) and paleodiet of the giant short-faced bear (*Arctodus simus*). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, **320**: 779–784.
- Figueirido, B., Pérez-Claros, J.A., Vorregrosa, V., Martín-Serra, A. & Palmqvist, P. 2010. Demythologizing arctodus simus, the 'short-faced' long-legged and predaceous bear that never was. *Journal of Vertebrate Paleontology* **30**: 262–275.
- Matheus, P.E. 1995. Diet and co-ecology of Pleistocene short-faced bears and brown bears in Eastern Beringia. *Quaternary Research* **44**: 447–453.
- McHorse, B.K., Orcutt, J.D., & Davis, E.B. 2012. The carnivoran fauna of Rancho La Brea: Average or aberrant? *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **329**: 118–123.
- Van Valkenburgh, B. 2009. Costs of carnivory: tooth fracture in Pleistocene and Recent carnivores. *Biological Journal of the Linnean Society*, **96**: 68–81.
- VanValkenburgh, B. & Hertel, F. 1993. Tough times at La Brea: tooth breakage in large carnivores of the late Pleistocene. *Science* **261**: 456–459.

Nuevos datos sobre la crisis de nanoplancton calcáreo vinculada al calentamiento del Toarciense inferior en el Norte de España

ÁNGELA FRAGUAS¹, MARÍA JOSÉ COMAS-RENGIFO¹, ANTONIO GOY¹ & JUAN JOSÉ GÓMEZ²

1) Dpto. Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid.

arfragua@geo.ucm.es; mjcomas@geo.ucm.es; angoy@geo.ucm.es

2) Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geociencias (UCM-CSIC), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid.

jgomez@geo.ucm.es

El Toarciense Inferior (Jurásico Inferior) estuvo caracterizado por un calentamiento significativo de las aguas del mar coincidiendo con un pico transgresivo y un evento de extinción masiva que afectó a diferentes grupos de organismos marinos, incluidos los nanofósiles calcáreos (Gómez & Goy, 2011). La anoxia ha sido considerada una de las causas principales de dicha extinción (Mattioli *et al.*, 2008); sin embargo, los materiales de las secciones estudiadas están bioturbados lo que indicaría condiciones de oxigenación relativamente buena. El objetivo principal de este trabajo es determinar la respuesta de los nanofósiles calcáreos a los cambios paleoambientales y paleoceanográficos registrados en la Cordillera Cantábrica durante el Toarciense Inferior.

Se han estudiado las secciones de Camino y O Rodiles. La primera, situada en la Cuenca Vasco-Cantábrica, está constituida por 16 m de una alternancia de margas, margocalizas y calizas bioclásticas muy finas, en la que se han tomado 26 muestras, 16 en la Zona Tenuicostatum y 10 en la Zona Serpentinum. Desde el punto de vista paleogeográfico, se situaría en la zona distal de una rampa

carbonatada. La sección de O Rodiles (Asturias) tiene un espesor de 14 m y comprende materiales del Pliensbachense Superior y el Toarciense Inferior, constituidos por una alternancia margas y calizas, con una intercalación de 1 m de margas laminadas negras. Se tomaron 34 muestras, 14 en la Zona Spinatum, 8 en la Zona Tenuicostatum y 12 en la Zona Serpentinum. Paleogeográficamente, se encontraría en la parte externa de una rampa marina. Se prepararon frotis de todas las muestras (Geisen *et al.*, 1999), se contaron 300 nanofósiles calcáreos en cada uno, utilizando un microscopio Leica DMLP (1250x aumentos), se calculó la abundancia relativa de las especies en porcentaje y los datos se compararon con las curvas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y TOC.

En Camino, próximo al límite Pliensbachense Superior/Toarciense Inferior, las asociaciones están dominadas por *Schizosphaerella punctulata*, *Calxivascularis jansae* y *Lotharingius hauffii*, taxones que proliferaron en aguas relativamente frías (Fraguas *et al.*, 2012) y en las partes profunda, intermedia y superficial de la zona fótica (Casellato & Erba, 2015), respectivamente. La disminución progresiva de las abundancias relativas de *S. punctulata* y *C. jansae*, que dio paso a la “crisis de *Schizosphaerella*” y la extinción de *C. jansae* durante la Subzona Semicelatum, antes de la parte final del evento de extinción, coincide con el incremento progresivo de las paleotemperaturas. En las mismas muestras, se ha observado un dominio de *Biscutum* spp. y *Similiscutum* spp., taxones mesoeutróficos que proliferaban en la superficie de las aguas (Casellato & Erba, 2015) y *Calyculus* spp., que se asocian a condiciones de baja salinidad (Mattioli *et al.*, 2008). Coincidiendo con las temperaturas más altas y hacia el final del evento de extinción, cerca del límite entre las zonas Tenuicostatum/Serpentinum, la abundancia de *Biscutum* spp. disminuye drásticamente y las asociaciones están dominadas por *Lotharingius* y *Crepidolithus*, interpretados como oportunistas (Fraguas *et al.*, 2012), habitantes de las aguas superficiales y profundas respectivamente de la zona fótica (Mattioli *et al.*, 2008), previamente ocupadas por *C. jansae* y *S. punctulata*.

En O Rodiles, próximo al límite Pliensbachense Superior/Toarciense Inferior, las asociaciones están dominadas por *S. punctulata*, *T. patulus*, *C. jansae* y *Biscutum* spp. Durante la Zona Tenuicostatum se registra una disminución de las abundancias relativas de *S. punctulata* y *C. jansae*, coincidiendo con un aumento progresivo de las temperaturas. Hacia la parte final del evento de extinción y alrededor del límite entre las zonas Tenuicostatum/Serpentinum se observa un pico en las abundancias relativas de *Calyculus* spp. Por encima, se extingue la especie *C. jansae*, la abundancia relativa de *Biscutum* spp.

disminuye drásticamente y las asociaciones están dominadas por especies de los géneros oportunistas *Crepidolithus* y *Lotharingius*.

En Camino, la “crisis de *Schizosphaerella*”, la extinción de *C. jansae*, así como el dominio de *Biscutum* spp. y *Calyculus* spp. se observan por debajo de la base de la Zona Serpentinum, marcada con el primer registro de *Eleganticeras* cf. *elegantulum*. Sin embargo, en O Rodiles esta sucesión de eventos ocurre inmediatamente por encima de la base de la Zona Serpentinum.

En ambas secciones, las curvas correspondientes a las abundancias relativas de *S. punctulata* y *C. jansae* presentan una tendencia muy similar a la curva del $\delta^{18}\text{O}_{\text{bel}}$, ambos valores disminuyen progresivamente. Esto permitiría inferir una relación causa-efecto entre abundancias relativas y paleotemperaturas. Sin embargo, no se descartan posibles cambios en otros parámetros paleoambientales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto del MINECO, CGL2015-66604-R, y es una contribución dentro del IGCP 655 “Toarcian Oceanic Anoxic Event: Impact on marine carbon cycle and ecosystems”.

Referencias

- Casellato, C.E. & Erba, E. 2015. Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanography of the Toarcian Oceanic Anoxic Event at Colle di Sogno section (Southern Alps, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105**: 343–376.
- Fraguas, A., Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J. & Goy, A. 2012. The calcareous nannofossil crisis in Northern Spain (Asturias province) linked to the Early Toarcian warming-driven mass extinction. *Marine Micropaleontology*, **94-95**: 58–71.
- Geisen, M., Bollmann, J., Herrle, J.O., Mutterlose, J. & Young, J.R. 1999. Calibration of the random settling technique for calculation of absolute abundances of calcareous nannoplankton. *Micropaleontology*, **45**: 437–442.
- Gómez J.J. & Goy, A. 2010. Warming-driven mass extinction in the Early Toarcian (Early Jurassic) of northern and central Spain. Correlation with other time-equivalent European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **306**: 176–195.
- Mattioli, E., Pittet, B., Suan, G. & Mailliot, S. 2008. Calcareous nannoplankton changes across the early Toarcian oceanic anoxic event in the western Tethys. *Paleoceanography*, **23**: PA3208.

Formas raras de Dalmanélidos (braquiopodos, Orthida) del Devónico medio y superior de la Cordillera Cantábrica (N de España)

JENARO L. GARCÍA-ALCALDE

1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco, s/n.
Asturias.

jalcalde@geol.uniovi.es

Se estudian varias formas cantábricas de braquiópodos dalmanélidos (Orthida), de las familias Dalmanellidae (*Costisorthis?* n. sp. 1), Dicoelosiidae (*Teichertina* n.sp. 1) y Mystrophoridae (*Biernatium* n.sp. 1, B. sp. 2 y *Mystrophora* sp.). Se trata, en general, de formas de tamaño muy pequeño (excepto *Costisorthis?* n.sp. 1), mal representadas numéricamente, halladas en yacimientos puntuales y desconocidas hasta ahora en España. Todas, salvo una, proceden de la parte baja de las formaciones Portilla, en León, y Candás, en Asturias, del Intervalo Faunístico 21 (García-Alcalde, 1996), Biozona de conodontos *Polygnathus rhenanus*/*P. varcus* (García-López *et al.*, 2002, García-López & Sáenz-López, 2002), Givetense medio. La excepción la constituye *Biernatium* sp. 2, del Intervalo 25, de la Fm. Piñeres *sensu* García-Alcalde (1985) non Radig (1962), en Asturias, Biozona de conodontos *Palmatolepis transitans*, Frasnense inferior.

Costisorthis había sido señalado hasta ahora sólo en Europa Central (Chequia, Polonia, Alemania) en el Praguense (*C. occlusa*) y en el Eifeliense (*C. canaliculata*). *Costisorthis?* n. sp. 1, de Asturias, se diferencia de las formas anteriores en el menor desarrollo del pliegue medio ventral y de la ornamentación fascicostulada.

Biernatium era conocido por solo unas pocas especies, del Praguense al Frasnense del Canadá Ártico y Alaska (*B. costatum*), Europa Central (*B. fallax*), India (Padaukpin, Burma, *Biernatium* cf. *fallax*) y Australia occidental (*B. emanuelensis*). Las especies cantábricas proceden de León (*Biernatium* n.sp. 1) y Asturias (*Biernatium* cf. sp. 1 y *Biernatium* sp. 2). Ambas poseen el gran septo medio dorsal y el extenso cruralio típicos del género, pero *Biernatium* sp. 2 es de menor tamaño y su ornamentación es algo más compleja. *Biernatium* n.sp. 1, es la única especie representada por material abundante, cuya buena conservación permitió realizar análisis ontogenéticos y filogenéticos basados en el desarrollo de la ornamentación radial.

Mystrophora, género próximo al anterior, pero con cruralio más complejo y placas fulcrales fuertes, estaba representado hasta ahora por especies del Praguense al Eifeliense del Canadá Ártico (*M. arctica*), Australia oriental (*M. garraensis*), Mongolia (*Mystrophora?* *asiática*), Europa (Alemania, Bélgica y Francia, *M. areola* y *Mystrophora* sp.) y Burma (*Mystrophora areola*). La forma española, *Mystrophora* sp. 1, de León, comprende un único ejemplar en buen estado, de tamaño relativamente grande, contorno subpentagonal alargado, interárea ventral muy alta y ornamentación multicostulada.

Teichertina, es un curioso taxón espiriferoide y bilobulado que reunía hasta ahora especies del Praguense al Frasnense de Chequia (*T. minax*, *T. polyformis* y *T. peregrina*), Nevada (*T. americana* y *T. fitzroyensis*), NE de Rusia (*T. sibirica* y *Teichertina* sp.), China (*Teichertina* cf. *americana*) y Australia occidental (*T. fitzroyensis*). *Teichertina* n.sp. 1, de Asturias, difiere de las demás en el menor desarrollo del surco medio ventral y de la ornamentación parvicostulada.

El presente estudio permite ahondar en el conocimiento de géneros de dalmanélidos del Devónico medio (Givetense) y superior (Frasnense), raros y poco conocidos, ampliar su dotación taxonómica y extender la distribución paleogeográfica. Además, el análisis gráfico del patrón ornamental, conocido de antiguo pero inaplicado hasta ahora en las faunas españolas, facilita la aportación de importantes datos sobre la ontogenia de *Biernatium* n.sp. 1 y evolución del género *Biernatium* en la Cordillera Cantábrica.

Referencias

- García-Alcalde, J.L. 1985. La extensión de la biozona de *Phlogoiderhynchus* (braquiópodo rinconélido, Givetense terminal-Frasnense inferior). *Trabajos de Geología*, **15**: 77–86.

- García-Alcalde, J.L. 1996. El Devónico del Dominio Astur-Leonés en la Zona Cantábrica (N de España). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 58–71.
- García-López, S. & Sáñz-López, J. 2002. Devonian to Lower Carboniferous conodont biostratigraphy of the Bernesga Valley section (Cantabrian Zone, NW Spain). In: *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain*, S. García-López, & F. Bastida, (eds.), 8 Int. Symp. Conodonts, ECOS VIII. *Cuadernos del Museo Geominero*, 1: 163–205.
- García-López, S., Sáñz-López, J. with contributions by Sarmiento, G.N. 2002. The Palaeozoic succession and conodont biostratigraphy of the section between Cape Peñas and Cape Torres (Cantabrian coast, NW Spain). In: *Palaeozoic Conodonts from Northern Spain*, S. García-López, & F. Bastida (eds.), 8 International Symposium Conodonts, ECOS VIII. *Cuadernos del Museo Geominero*, 1: 125–161.
- Radig, F. 1962. Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geologische Rundschau*, 51(1): 249–267.

Revisión del marco jurídico español, tanto a nivel estatal como autonómico, en materia de patrimonio paleontológico

ANNA GARCÍA-FORNER, ERICA BOISSET CASTELLS & JOSE A. VILLENA GÓMEZ

Museo de la Universitat de València de Historia Natural (MUVHN). C/ Dr. Moliner, 50,
Campus de Burjassot. 46100, Burjassot, Valencia.

anna.garcia@uv.es; ericaboissetcastells@gmail.com; jose.villena@uv.es

Desde la inclusión del patrimonio paleontológico en la Ley 16/1985 de 25 de junio del Patrimonio Histórico Español, la cual marcó un hito en la visibilidad y protección de los elementos singulares que lo conforman (Alcalá, 1999; García-Ortiz, *et al.*, 2014; Meléndez & Molina, 2001; Morales Romero *et al.*, 1999), y con la posibilidad de que las Comunidades Autónomas asuman competencias en materias de patrimonio cultural (artículo 148, apartados 15, 16 y 17 de la Constitución de 1978), son numerosas las leyes de diferente rango que regulan la gestión del patrimonio paleontológico español (Andrade, 2013). Además, este tipo de patrimonio, no sólo se legisla a través del patrimonio histórico sino también a través de la legislación del patrimonio natural (Ley 33/2015, de 21 de septiembre, por la que se modifica la Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad). De esta forma, y pese a que la regulación del patrimonio paleontológico se vuelve una tarea compleja, todas ellas permiten crear las herramientas necesarias para su protección.

Debido a que la regulación del patrimonio paleontológico está sujeta a múltiples leyes, y que la legislación sufre cambios y evoluciona para adaptarse a las necesidades que han ido surgiendo, se ha llevado a cabo una revisión histórica del marco jurídico español en materia de este patrimonio con el fin de obtener una visión holística que permita gestionarlo de una manera más eficaz.

Esto abarca tanto a las leyes, decretos, órdenes y proposiciones no de Ley, estatales y autonómicas, así como las figuras de protección y elementos relacionados con el patrimonio paleontológico en España que se encuentran definidos la legislación.

En las **Tablas 1 y 2** se muestran las leyes, tanto de patrimonio histórico como natural, actualmente en vigor que regulan el patrimonio Paleontológico. Como se puede observar, existe una duplicidad en la legislación referente a este tipo de patrimonio; además hay comunidades que han desarrollado una legislación específica mientras que otras carecen de algún tipo de regulación. En estas tablas, únicamente se ha expuesto la legislación en rango de Ley. Los rangos de nivel inferior, así como las modificaciones (dada la extensión del texto) se expondrán *in extenso* en un trabajo posterior.

Finalmente, y como se ha comentado con anterioridad, esta investigación se ha realizado para conocer, no sólo el estado actual y evolutivo de esta legislación sino también cuáles son las leyes más novedosas y los beneficios y aplicaciones que pueden aportar a la conservación y protección del patrimonio paleontológico español. Y crear una base de trabajo para las futuras modificaciones.

Referencias

- Alcalá, L. 1999. Reflexiones acerca de la protección del Patrimonio Paleontológico en España. *Coloquios de Paleontología*, **50**: 45–51.
- Andrade, A. 2013. Legislación sobre Patrimonio Paleontológico en España. Slideshare. < <https://es.slideshare.net/AOLALLA/legislacin-especifica-sobre-patrimonio-paleontologico-en-espaa>> (Consulta: noviembre de 2016).
- Constitución Española, de 29 de diciembre de 1978. *Boletín Oficial del Estado*, **311**: 29313–29424.
- García-Ortiz, E., Fuertes-Gutiérrez, I. & Fernández-Martínez, E. 2014. Concepts and terminology for the risk of degradation of geological heritage sites: fragility and natural vulnerability, a case study. *Proceedings of the Geologists' Association*, **125**: 463–479.
- Ley 16/1985, de 25 de junio, del Patrimonio Histórico Español. *Boletín Oficial del Estado*, **155**: 20342–20352.
- Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad. *Boletín Oficial del Estado*, **299**: 51275–51327.

- Ley 33/2015, de 21 de septiembre, por la que se modifica la Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad. *Boletín Oficial del Estado*, **227**, 83588–83632.
- Meléndez, G. & Molina, A. 2001. El Patrimonio Paleontológico en España: Una aproximación somera. *Enseñanzas de las ciencias de la Tierra*, **9**(2): 160–172.
- Morales Romero, J., Azanza Asensio, B. & Gómez Ruiz, E. 1999. El Patrimonio Paleontológico Español. *Coloquios de Paleontología*, **50**: 53–62.

LEYES PATRIMONIO HISTÓRICO ACTUALMENTE EN VIGOR	AÑOS
Ley 16/1985 , de 25 de junio, del Patrimonio Histórico Español.	1985
Ley 7/1990 , de 3 de julio, de Patrimonio Cultural Vasco.	1990
Ley 9/1993 , de 30 septiembre 1993, del Patrimonio Cultural Catalán.	1993
Ley Orgánica 2/1995 , de 13 de marzo, de Estatuto de Autonomía de Melilla.	1995
Ley 11/1998 , de 13 de octubre, de Patrimonio Cultural de Cantabria.	1998
Ley 4/1998 , de 11 de junio, del Patrimonio Cultural Valenciano.	1998
Ley 12/1998 , de 21 diciembre 1998. Ley del Patrimonio Histórico de la Illes Balears.	1998
Ley 3/1999 , de 10 de marzo, del Patrimonio Cultural Aragonés.	1999
Ley 2/1999 , de 29 marzo 1999. Ley del Patrimonio Histórico y Cultural de Extremadura.	1999
Ley 4/1999 , de 15 de marzo, de Patrimonio Histórico de Canarias.	1999
Ley del Principado de Asturias 1/2001 , de 6 de marzo, de Patrimonio Cultural.	2001
Ley 12/2002 , de 11 julio 2002. Patrimonio Cultural de Castilla y León.	2002
Ley 7/2004 , de 18 de octubre, de Patrimonio Cultural, Histórico y Artístico de La Rioja.	2004
Ley Foral 14/2005 , de 22 de noviembre, del Patrimonio Cultural de Navarra.	2005
Ley 14/2007 , de 26 de noviembre, del Patrimonio Histórico de Andalucía.	2007
Ley 4/2007 , de 16 de marzo, de Patrimonio Cultural de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.	2007
Ley 4/2013 , de 16 de mayo, de Patrimonio Cultural de Castilla-La Mancha.	2013
Ley 3/2013 , de 18 de junio, de Patrimonio Histórico de la Comunidad de Madrid.	2013
Ley 5/2016 , de 4 de mayo, del Patrimonio Cultural de Galicia.	2016

Tabla 1. Leyes de Patrimonio Histórico de las diferentes Comunidades Autónomas actualmente en vigor.

LEYES PATRIMONIO NATURAL ACTUALMENTE EN VIGOR	AÑOS
Ley 12/1985 , de 13 de junio, de Espacios Naturales de Cataluña.	1985
Ley 5/1991 , de 5 de abril, de Protección de los Espacios Naturales. (Asturias)	1991
Ley 11/1994 , de 27 de diciembre, de Espacios Naturales Protegidos de la Comunidad Valenciana.	1994
Ley 8/1998 , de 26 de junio, de Conservación de la Naturaleza y de Espacios Naturales de Extremadura.	1998
Ley 9/1999 , de 26 de mayo, de Conservación de la Naturaleza. (Castilla la Mancha)	1999
Decreto Legislativo 1/2000 , de 8 de mayo, por el que se aprueba el Texto Refundido de las Leyes de Ordenación del Territorio de Canarias y de Espacios Naturales de Canarias.	2000
Ley 9/2001 , de 21 de agosto, de Conservación de la Naturaleza. (Galicia)	2001
Ley 4/2003 , de 26 de marzo, de Conservación de Espacios Naturales de La Rioja.	2003
Ley 5/2005 , de 26 de mayo, para la conservación de los espacios de relevancia ambiental (LECO) (Baleares).	2005
Ley 4/2006 , de 19 de mayo, de Conservación de la Naturaleza de Cantabria.	2006
Decreto Legislativo 1/2015 , de 29 de julio, del Gobierno de Aragón, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Espacios Protegidos de Aragón.	2015
Ley 4/2015 , de 24 de marzo, del Patrimonio Natural de Castilla y León.	2015
Ley 33/2015 , de 21 de septiembre, por la que se modifica la Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad.	2015

Tabla 2. Leyes de Patrimonio Natural de las diferentes Comunidades Autónomas actualmente en vigor.

- García-Vicente *et al.*

Jueves 28 Septiembre, 11:00–11:40 (Póster)

Sesión A: Paleooceanografía

Análisis preliminar de la evolución paleoambiental del tránsito Cretácico–Paleógeno en Nye Klov (Dinamarca), basado en foraminíferos planctónicos

CHRISTIAN GARCÍA-VICENTE, IGNACIO ARENILLAS, JOSÉ A. ARZ & VICENTE
GILABERT

Departamento de Ciencias de la Tierra (Área de Paleontología), Universidad de Zaragoza.
C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.

christiangarciavicente90@gmail.com; ias@unizar.es; josearz@unizar.es;
vicengeo@gmail.com

El tránsito Cretácico-Paleógeno (K-Pg) fue un periodo de importantes cambios climáticos y ambientales, como los episodios hipertermales K-PgE1 y K-PgE3 del Maastrichtiense y el Dan-C2 del Daniense (ver Punekar *et al.*, 2014). Una parte de estos cambios pueden ser explicados como consecuencia de las masivas emisiones volcánicas del Decán (SW India), agrupadas en tres fases eruptivas principales de las cuales las dos más recientes tuvieron lugar, según Punekar *et al.* (2014), cerca del límite K/Pg. Además, en el límite K/Pg se produjo el impacto meteorítico de Chicxulub (Yucatán, México), cuyas perturbaciones ambientales globales provocaron el evento de extinción masiva del límite K/Pg (Schulte *et al.*, 2010). La respuesta paleobiológica de los foraminíferos planctónicos en paleolatitudes medias-altas ante estas perturbaciones es poco conocida. En este trabajo, presentamos un estudio cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos planctónicos de Nye Klov (Dinamarca), una de las pocas localidades de influencia boreal con niveles ricos en este grupo micropaleontológico.

La sección de Nye Klov consiste en margas y margocalizas depositadas en una plataforma carbonatada somera (50-100 m de profundidad), con un nivel de 3 cm de arcilla que marca el límite K/Pg, cuya base presenta una anomalía de iridio de hasta 4 ppb (Keller *et al.*, 1993). Se han estudiado cuantitativamente 16 muestras, 7 correspondientes a los últimos 6 m del Maastrichtiense y 9 a los primeros 4,5 m del Daniense. Las muestras fueron preparadas mediante la técnica del levigado. Se han estudiado, siempre que ha sido posible, unos 300 ejemplares por muestra, de la fracción >63µm. Se han reconocido 48 especies de foraminíferos planctónicos, y se han identificado la Zona de *Pseudoguembelina hariaensis* (de Pérez-Rodríguez *et al.*, 2012) en el Maastrichtiense superior, y las Subzonas de *Hedbergella holmdelensis*, *Eoglobigerina trivialis*, *Subbotina triloculinoides* y *Globanomalina compressa* (de Arenillas *et al.*, 2004) en el Daniense inferior. Se ha identificado un corto hiato en el Daniense inferior, relacionado con un descenso local del nivel del mar (Keller *et al.*, 1993), que afecta a la Subzona de *Parvularugoglobigerina longiapertura* y a la Zona de *Parvularugoglobigerina eugubina*.

En el Maastrichtiense, los taxones de medios nerítico externo y oceánico no están presentes (como *Globotruncana*) o aparecen de forma esporádica (como *Racemiguembelina*), lo que dificulta el estudio del patrón de extinción en Nye Klov. Se han identificado dos episodios de apogeo: un acmé de *Guembelitria* en torno a 75 cm bajo el límite K/Pg y un acmé de *Rugoglobigerina* en los últimos 15 cm del Maastrichtiense. El primero se ha interpretado como resultado de un incremento del estrés ambiental y un descenso local del nivel del mar. *Guembelitria* y su descendiente daniense *Chiloguembelitria* comprenden especies oportunistas que habitan principalmente medios neríticos someros y su abundancia relativa se incrementa en condiciones de estrés ambiental (ver Punekar *et al.*, 2014). El acmé de *Rugoglobigerina*, que coincide con un incremento del índice planctónicos/bentónicos y un incremento de la riqueza específica, se ha interpretado como un ascenso local del nivel del mar. En el Daniense, se ha reconocido un acmé de *Chiloguembelitria* entre 30 y 130 cm sobre límite K/Pg. Ha sido interpretado como un incremento del estrés ambiental, tal vez como respuesta al episodio hipertermal Dan-C2, el cual ha sido relacionado con la tercera fase del Decán (Coccioni *et al.*, 2010). Aunque es necesario completar el estudio de la sección, los datos preliminares indican una baja influencia del vulcanismo del Decán en las asociaciones de foraminíferos planctónicos de Nye Klov, al menos durante el Maastrichtiense.

Referencias

- Arenillas, I., Arz, J. A., Molina, E. 2004. A new high-resolution planktic foraminiferal zonation and subzonation for the lower Danian. *Lethaia*, **37**: 79–95.
- Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Fornaciari, E., Jovane, L., Sprovieri, M. 2010. The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy): Global implications, environmental effects, and cause (s). *Earth and Planetary Science Letters*, **297**(1): 298–305.
- Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B., Mattson, E. 1993. Gradual mass extinction, species survivorship, and long-term environmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary in high latitudes. *Geological Society of American Bulletin*, **105**: 979–997.
- Pérez-Rodríguez, I., Lees, J.A., Larrasoaña, J.C., Arz, J.A., Arenillas, I. 2012. Planktonic foraminiferal and calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy of the uppermost Campanian and Maastrichtian at Zumaia, northern Spain. *Cretaceous Research*, **37**: 100–126.
- Punekar, J., Keller, G., Khozyem, H.M., Adatte, T., Font, E. Spangenberg, J. 2014. A multi-proxy approach to decode the end-Cretaceous mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **441**: 116–136.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Tobias Salge, , Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. & Willumsen, P.S. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, **327**: 1214–1218.

Impacto ambiental del vulcanismo del Decán en las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense tardío en Caravaca (Murcia)

VICENTE GILABERT¹, JOSÉ A. ARZ¹, IGNACIO ARENILLAS¹ & STUART ROBINSON²

1) Departamento de Ciencias de la Tierra (Área de Paleontología), Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza.

vicengeo@gmail.com; josearz@unizar.es; ias@unizar.es

2) Department of Earth Sciences, University of Oxford. South Parks Road Oxford, OX13AN.

stuart.robinson@earth.ox.ac.uk

Las causas de la extinción del límite Cretácico-Paleógeno (K/Pg) siguen siendo objeto de debate, a pesar de las evidencias que señalan al impacto de un gran asteroide en Chicxulub (Yucatán, México) (Schulte *et al.*, 2010). Mediante dataciones de U-Pb en zircones recuperados en la Meseta del Decán (India), Schoene *et al.* (2015) propusieron el inicio de la fase eruptiva principal unos 250 ka antes del K/Pg y una duración de 750 ka, durante los que se emitieron el 80-90% del volumen total de las coladas basálticas, y sugirieron que fue una causa decisiva en la extinción. Para determinar la influencia del vulcanismo del Decán en las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Suroeste del Tetis se ha llevado a cabo, en la sección del Barranco del Gredero, un estudio micropaleontológico del intervalo de margas y margocalizas hemipelágicas de los últimos 400 ka del Cretácico.

Se ha realizado un estudio bioestratigráfico de los 18 m finales del Maastrichtiense, se han analizado los cambios en la biodiversidad y, por primera vez en esta localidad, se ha usado un índice de fragmentación en foraminíferos como indicador del grado de acidificación de las aguas oceánicas. Para ello se

han estudiado al menos 500 ejemplares de cada una de las 25 muestras recogidas cada 90 cm, y cada 20 cm en el último metro bajo el límite K/Pg. Se ha empleado el índice de fragmentación propuesto por Berger *et al.* (1982): F, definido como:

$$F = \text{Fragmentos} / (\text{Fragmentos} + \text{conchas completas}) * 100$$

Según estos autores, el grado de fragmentación de las conchas de foraminíferos es un buen indicador del estado de saturación del carbonato, de tal modo que valores superiores al 40% se correlacionan con una fuerte disolución de los carbonatos. Siguiendo este criterio, Kucera *et al.* (1997) identificaron en los sondeos DSDP del Atlántico Sur (Walvis Ridge y elevación de Rio Grande) un aumento de la acidificación en las aguas en la parte media-baja del magnetocron 29R.

En el Barranco del Gredero, los 11,7 m inferiores pertenecen a la parte alta de la Zona de *Pseudoguembelina hariaensis*, y los siguientes 6,3 m a la Zona de *Plummerita hantkeninoides*, marcadora de los últimos 120 ka del Maastrichtiense (según la calibración de Coccioni *et al.*, 2015). La biodiversidad en ambas biozonas es alta, con 69 especies de foraminíferos planctónicos con una presencia bastante constante a lo largo de todo el perfil (Arz *et al.*, 2000). El índice F presenta dos intervalos con valores altos: de 15,6 a 12 m bajo el límite K/Pg (con un promedio de 46%), y de 7,5 a 4,3 m bajo el límite K/Pg (con un promedio de 36%). En dichos intervalos aumenta la frecuencia de géneros ecológicamente generalistas (como *Heterohelix* y *Globigerinelloides*) y disminuye la de géneros especialistas (como *Pseudoguembelina* y *Globotruncana*). Los resultados obtenidos son compatibles con el desarrollo de intensos episodios eruptivos acontecidos entre 66,34 y 66,27 Ma y entre 66,18 y 66,12 Ma (con una edad estimada para el límite K/Pg de 66,04 Ma y asumiendo una tasa de sedimentación constante de 5,25 cm/ka). Estos episodios volcánicos debieron acidificar las aguas oceánicas, incrementando el índice F en Caravaca y perturbando las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Sin embargo, el estrés ecológico soportado por los foraminíferos planctónicos no fue lo suficientemente intenso como para provocar extinciones contemporáneas previas al límite K/Pg. Se están llevando a cabo análisis de isótopos estables del C y O, del contenido en CO₃Ca y en carbono orgánico total para alcanzar

resultados más precisos sobre los episodios eruptivos de finales del Maastrichtiense y sus efectos en las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

Referencias

- Arz, J.A., Arenillas, I., Molina, E. & Sepúlveda, R. 2000. La estabilidad evolutiva de los planctónicos en el Maastrichtiense Superior y su extensión en el límite Cretácico/Terciario de Caravaca, España. *Revista Geológica de Chile*, **27**: 27–47.
- Berger, W.H., Bonneau, M.C. & Parker, F.L. 1982. Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate. *Oceanologica Acta*, **5**(2): 249–258.
- Coccioni, R. & Premoli, I. 2015. Revised Upper Albian-Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, **48**: 47–90.
- Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Barton, P.J., Bown, P.R., Bralower, T.J., Christeson, G.L., Claeys, P., Cockell, C.S., Collins, G.S., Deutsch, A., Goldin, T.J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J.M., Grieve, R.A.F., Gulick, S.P.S., Johnson, K.R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D.A., MacLeod, K.G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J.V., Neal, C.R., Nichols, D.J., Norris, R.D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W.U., Robin, E., Tobias Salge, , Speijer, R.P., Sweet, A.R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M.T. & Willumsen, P.S. 2010. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, **327**: 1214–1218.
- Schoene, B., Samperton, K.M., Eddy, M.P., Keller, G., Adatte, T., Bowring, S.A., Khadri, S.F.R., & Gertsch, B. 2015. U–Pb geochronology of the Deccan Traps and relation to the end-Cretaceous mass extinction. *Science*, **347**: 182–184.

A biometric comparison between *Rosalina douvillei* (Cushman, 1928) and *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez, 1935): two benthic Foraminifera from restricted environments

ALICIA GINER-BAIXAULI, JUAN USERA MATA & JORDI GUILLEM MARTÍNEZ

Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner, 50 46100 Burjassot, Valencia.

aliciaginer@gmail.com; juan.usera@uv.es; jorge.guillem@uv.es

Rosalina douvillei (Cushman, 1928) and *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez, 1935) are two morphologically similar species of benthic foraminifera typical of marginal marine, isolated or athalassic environments (**Fig. 1**). *Trichohyalus aguayoi* is an extant species whose oldest representatives are Messinian in age whereas *R. douvillei* presumably became extinct in the Middle/Upper Miocene. Both taxa are thus chronologically separated by 4-5 Ma and they are classified in different families so their common morphological characteristics might be attributed to convergence derived from a similar habitat. A biometric comparison between the two species may help to quantify their similarities and differences and to distinguish which characters are taxonomically significant and which can be ascribed to environmental influences.

Collections of 25 randomly selected well preserved tests of *R. douvillei* and *T. aguayoi* were recovered from six different localities in Spain and Germany. The *T. aguayoi* specimens were obtained from surface sediments in the current coastal marsh of Torreblanca and from Holocene cores sampled in the Peñíscola marsh and in the coastal lagoon of l'Albufera de València (Comunitat Valenciana, Spain). The *R. douvillei* tests were taken from samples collected in the marginal

marine Oligocene/Miocene site of Rüßingen (Rheinland-Pfalz, Germany), the lacustrine Lower Miocene site of Buñol (Comunitat Valenciana, Spain) and the Middle/Upper Miocene site of Fuendetodos (Aragón, Spain). Following in part the biometric study of *T. aguayoi* by Foresi *et al.* (2004) six basic parameters were measured in each specimen with an ocular micrometer installed in a Leica Wild M 10 stereoscopic microscope: length (L) and breadth (B) of the whole test and length (l_2 and l_3) and height (h_2 and h_3) of the second and third last chambers (**Fig. 2**). In addition, several ratios (e.g. the curvature index: L/B) were calculated from the basic dimensions. The number of chambers in the last whorl was also noted for each specimen.

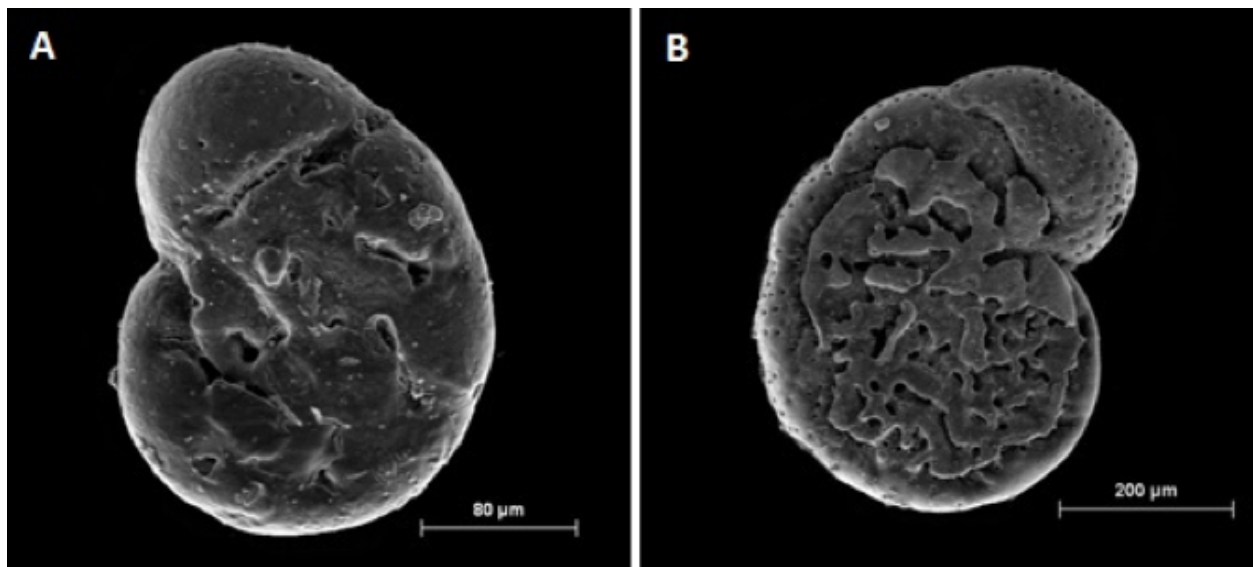


Figure 1. **A)** *Rosalina douvillei* (Cushman, 1928). Umbilical view. Microspheric form. Lower Miocene. **B)** *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez, 1935). Umbilical view. Macrospheric form.

Recent.

Despite the general morphological similarity between the two species and several common characteristics, the *T. aguayoi* specimens are generally larger than *R. douvillei* and have more chambers in the last whorl (7–8 vs. 5–6 respectively) and more elongate (higher l/h ratios) second and third last chambers. The specimens from Fuendetodos somewhat differ from the other *R. douvillei* tests and show larger sizes, comparable to *T. aguayoi*. Nevertheless,

they still have significantly less chambers in the last whorl and less elongate second and third last chambers.

The results suggest, in agreement with some of the conclusions obtained by Foresi *et al.* (2004) for *T. aguayoi*, that the shape and number of chambers in the last whorl are, at least in part, related to heredity factors. Other characteristics such as test size or outline may depend more on environmental conditions or individual growth. Further research involving additional metric parameters and additional specimens of *R. douvillei* and *T. aguayoi* may help to clarify whether the general affinity between both species constitutes an example of morphological convergence due to similar environments and modes of life.

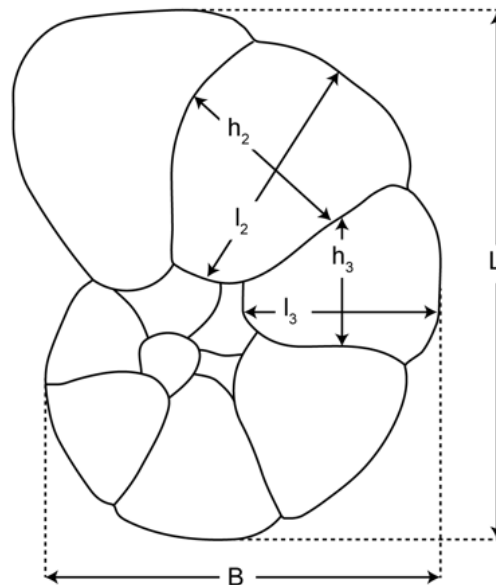


Figure 2. Biometric parameters measured in each specimen.

References

- Bermúdez, P.J. 1935. Foraminíferos de la Costa norte de Cuba. *Memorias de la Sociedad Cubana de la Historia Natural "Felipe Poey"*, **9**(3): 129–224.
- Cushman, J.A. 1928. Foraminifères du Stampien du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Science de Seine-et-Oise*, **9**(4): 47–57.
- Foresi, L.M., Zampi, M. & Focardi, S. 2004. Test morphology and organic layer of *Discorinopsis aguayoi* (Bermúdez): relationships with environmental conditions. *Revista Española de Micropaleontología*, **36**(2): 323–347.

Nuevos trilobites en un nivel de arqueociatos del piso 4 del Cámbrico en Valdoré (León, Cordillera Cantábrica)

RODOLFO GOZALO¹, JUAN B. CHIRIVELLA MARTORELL², M^a EUGENIA DIES ÁLVAREZ³, ELADIO LIÑÁN⁴ & CARLOS MARTÍNEZ-PÉREZ¹

1) Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100-Burjassot, Valencia.

rodolfo.gozalo@uv.es; carlos.martinez-perez@uv.es

2) Departamento de Ciencias de la Educación, Universidad CEU Cardenal Herrera. Avda. Seminario s/n, 46113 Moncada, Valencia.

juanchirivella@ieslesfoies.org

3) Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales-IUCA, Universidad de Zaragoza, C/ Valentín Cardenera 4, 22003, Huesca.

medies@unizar.es

4) Departamento de Ciencias de la Tierra-IUCA. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

linan@unizar.es

Los arqueociatos más modernos que se conocen en España proceden de la parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara en el Manto del Esla (Cordillera Cantábrica). Este nivel ha sido asignado a la zona X de arqueociatos (Bilbiliense inferior, Cámbrico inferior; Perejón & Moreno-Eiris, 2003) y ha sido correlacionado a nivel mundial con distintas capas con arqueociatos de la parte superior del Piso 4 del Cámbrico (Yang *et al.*, 2016): los niveles de *Archaeocyathus yanjiaoensis* en el Sur de China, los de *Archaeocyathus abacus* en el Sur de Australia y los de *Archaeocyathus okulitchi* en Siberia, y la Zona de *Tegerocyathus greenlandensis*-*Pycnoidocyathus pearylandicus* de Norte América.

En los últimos años se han realizado nuevos muestreos en la sección de Valdoré (provincia de León) lo que ha permitido descubrir nuevos horizontes con trilobites, destacando, por su interés, la presencia de trilobites en las capas con arqueociatos de esta sección. Se han identificado dos especies, por un lado *Palaeolenus* sp. (ver Gozalo *et al.*, 2007) que tiene una morfología cercana a *Palaeolenus fenyangensis*, especie índice de la zona homónima y cuya distribución, en parte, es coincidente con los niveles de *Archaeocyathus yanjiaoensis* en el Sur de China. También presenta un parecido importante con *Palaeolenus antiquus* de Siberia, especie que también ha sido identificada en Jordania (Rushton & Powell, 1998; Elicki & Geyer, 2013) en capas más modernas, posiblemente de la base del Cámbrico medio. La otra especie es el eodiscido *Neocobboldia* n. sp., que presenta una morfología muy similar a *Neocobboldia* aff. *dentata* de la Zona de Asociación de *Ornamentaspis? linnarssoni* de Escandinavia (Axheimer *et al.*, 2007), y que ha sido correlacionada con la Zona de *Hupeolenus* del sureste de Terranova y la Zona de ‘*Protolenus*’ de Inglaterra. Todos estos datos son coherentes con la asignación del material español a la Zona de *Protolenus dimarginatus*, refuerzan las correlaciones previas con arqueociatos y ofrecen una nueva herramienta para correlacionar estos niveles con arqueociatos con la parte superior del Piso 4 del Cámbrico en Escandinavia y Avalonia, donde no se han encontrado estos organismos.

Otro dato de gran interés es la presencia, en las capas de la Zona de *Acadoparadoxides mureroensis*, de un cráneo fragmentado que también se puede asignar al género *Palaeolenus*. La morfología de su glabella y fixígena lo relacionan con *Palaeolenus juvenis* de Siberia en la Zona de *Koumanites* y con las formas afines encontradas en Marruecos por Sdzuy (1995), que Geyer (1998) clasificó como *Gigoutella atlasensis*; así como con las recientes formas descritas en las capas basales del Cámbrico medio en Alemania (Geyer, 2017).

Referencias

- Axheimer, N., Ahlberg, P. & Cederström, P. 2007. A new lower Cambrian eodiscoid trilobite fauna from Swedish Lapland and its implication for intercontinental correlation. *Geological Magazine*, **144**: 953–961.
- Elicki, O. & Geyer, G. 2013. The Cambrian trilobites of Jordan – taxonomy, systematic and stratigraphic significance. *Acta Geologica Polonica*, **63**: 1–56.

- Geyer, G. 1998. Intercontinental, trilobite-based correlation of the Moroccan early Middle Cambrian. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **35**: 374–401.
- Geyer, G. 2017. Trilobites of the Galgenberg Member (Tannenknock Formation), middle Cambrian Stage 5, Franconian Forest, Germany: a paradigmatic lowermost middle Cambrian West Gondwanan fauna. *Paläontologische Zeitschrift*, **91**: 5–70.
- Gozalo, R., Liñán, E., Dies, M.E., Gámez Vintaned, J.A. & Mayoral, E. 2007. The Lower–Middle Cambrian boundary in the Mediterranean subprovince. *Geological Society of America Special Paper*, **423**: 359–373.
- Perejón, A. & Moreno-Eiris, E. 2003. Arqueociatos del Bilbiliense (Cámbrico Inferior) del manto del Esla, Cordillera Cantábrica, Norte de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, **98**: 51–71.
- Rushton, A.W.A. & Powell, J.H. 1998. A review of the stratigraphy and trilobite faunas from the Cambrian Burj Formation in Jordan. *Bulletin of The Natural History Museum (Geology Series)*, **54**: 131–146.
- Sdzuy, K. 1995. Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico"* (eds. Gámez Vintaned, J.A. & Liñán, E.). Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 253–263.
- Yang, A., Zhu, M., Zhuravlev, A. Yu., Yuan, K., Zhang, J. & Chen, Y. 2016. Archaeocyathan zonation of the Yangtze Platform: Implications for regional and global correlation of lower Cambrian stages. *Geological Magazine*, **143**: 288–409.

Travertinos pleistocenos de Mijas (Málaga): facies, modelo sedimentario y cronología mediante la racemización de aminoácidos en gasterópodos

ANTONIO GUERRA-MERCHÁN¹, FRANCISCO SERRANO¹, JOSÉ MANUEL GARCÍA-AGUILAR¹, TRINIDAD TORRES², JOSÉ EUGENIO ORTIZ² & YOLANDA SÁNCHEZ-PALENCIA²

1) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga.
Campus de Teatinos. 29071 Málaga.

antguerra@uma.es; f.serrano@uma.es; jmg.aguilas@uma.es

2) Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. E.T.S.I. Minas y Energía, Universidad
Politécnica de Madrid. 28003 Madrid.

trinidad.torres@upm.es; joseeugenio.ortiz@upm.es; yolanda.sanchezpalencia@upm.es

Los travertinos de Mijas (Málaga) se disponen discordantes sobre mármoles, gneises y peridotitas del Complejo Alpujárride y presentan diferente extensión, altura, espesor y grado de cementación (**Fig. 1A, B**). Nuevos datos sedimentológicos y geomorfológicos, junto con dataciones cronométricas mediante el método de racemización de aminoácidos en gasterópodos, han permitido agruparlos en dos episodios separados por una etapa erosiva.

El primer episodio travertínico (TM-1) está representado fundamentalmente en las dos masas travertínicas más grandes, sobre las que se asientan el pueblo de Mijas y la Ermita de San Antón (**Fig. 1A**). Estas masas se localizan a una altura de 400-430 m y presentan elevado grado de cementación. El TM-1 caracteriza una plataforma travertínica constituida principalmente por facies bioconstruidas por plantas superiores con abundantes tubos resultado de los huecos de los tallos de estas plantas. En posición distal se reconocen facies de cascada caracterizadas por la abundancia de tubos de vegetales superiores y

crecimiento de facies estromatolíticas en paredes muy inclinadas (70-80°). A lo largo de la ladera, masas travertínicas aisladas por la erosión representan las facies del talud, las cuales están caracterizadas por facies bioconstruidas con gran desarrollo de tubos pequeños, que con frecuencia aparecen tumbados a favor de la ladera buzando 12-15°. Algunas pequeñas masas al SE de la Ermita de San Antón (**Fig. 1A**), también muy cementadas, representan pequeños edificios con desarrollo de plataforma-cascada formados a una altura más baja con respecto a la plataforma superior. El TM-1 aparece adosado al pie de la sierra, próximo al contacto entre los mármoles y las metapelitas (**Fig. 1A**). En función de sus facies y su morfología, recubriendo la superficie y generando una plataforma con desarrollo de cascada y talud (**Fig. 1C**), corresponde a travertinos tipo fuente (Magnin *et al.*, 1991).

El segundo episodio travertínico (TM-2) está representado por pequeñas masas localizadas en la parte más occidental del TM-1 de Mijas y en las proximidades de la Ermita de San Antón (**Fig. 1A, B**). En estos puntos se observa que los travertinos del TM-1 fueron erosionados, desarrollándose pequeños valles, que posteriormente fueron rellenados por facies travertínicas y detríticas. Estos nuevos depósitos travertínicos se sitúan a una altura inferior (350-380 m) con respecto a la plataforma superior del TM-1 y están menos cementados. En estos afloramientos, las facies bioconstruidas con abundantes tubos y hojas suelen intercalarse con brechas, conglomerados y arenas que representan depósitos fluviales y, con menor frecuencia, también se intercalan facies carbonatadas de grano fino con gravas oncolíticas y gasterópodos. Estos pequeños edificios, en los cuales alternan facies bioconstruidas autóctonas con facies detríticas o facies oncolíticas alóctonas, se corresponden con los travertinos tipo valle (Magnin *et al.*, 1991).

Otra pequeña masa travertínica, localizada también al E de la Ermita de San Antón (Travertino de Osunilla, **Fig. 1A**) aparece adosada a las facies de talud del TM-1. En su parte baja se reconocen 2 m de facies travertínicas terrosas, con bloques de travertinos más consistentes, sobre las que se disponen 10-15 m de facies travertínicas bioconstruidas con abundantes tubos y superficies estromatolíticas verticalizadas. Representan respectivamente las facies de talud y cascada correspondiente a un pequeño edificio travertínico tipo fuente originado durante el TM-2.

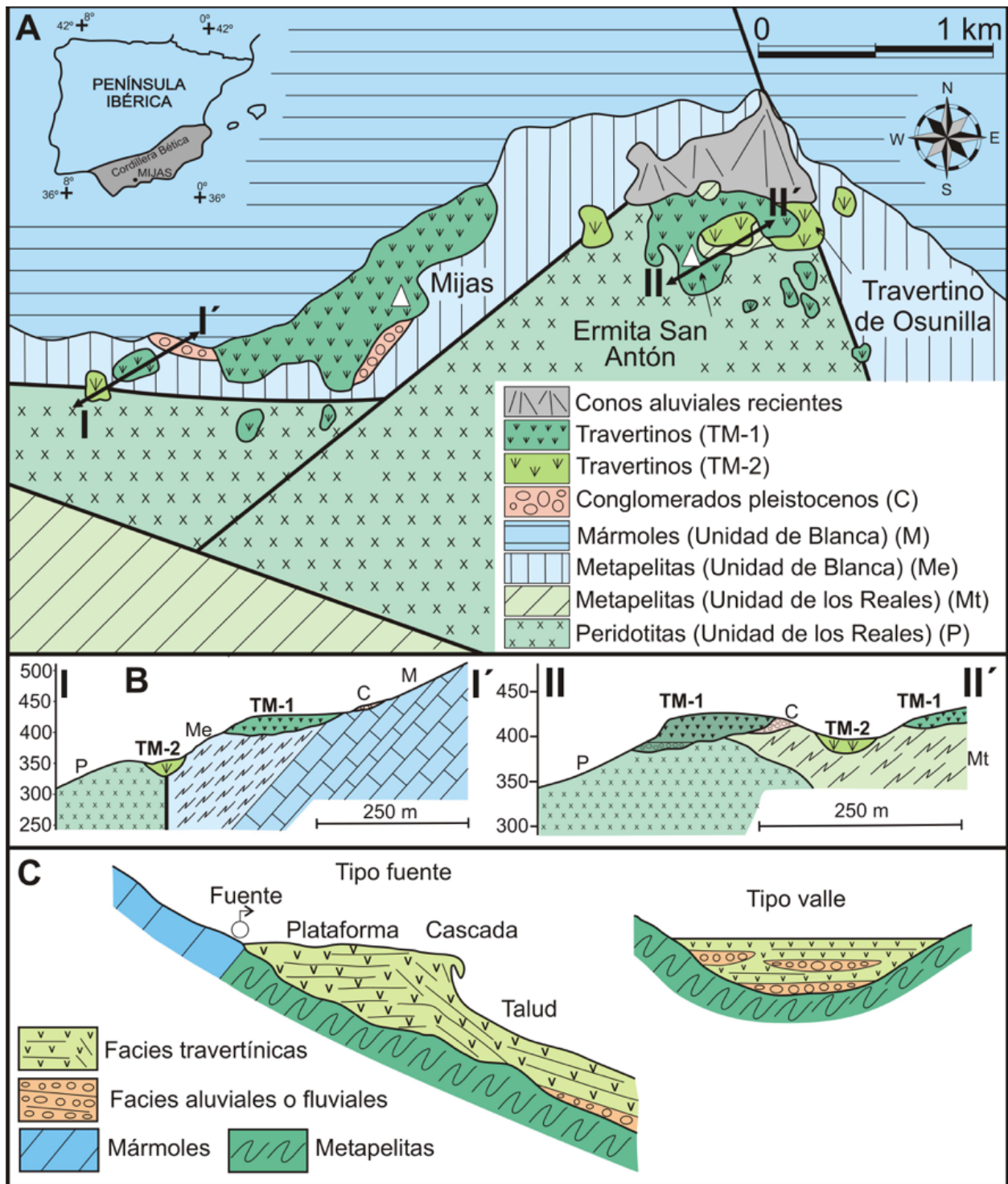


Figura 1. **A:** Mapa geológico del sector de Mijas mostrando la localización de los dos episodios travertínicos; **B:** Cortes geológicos; **C:** Modelos sedimentarios.

En el TM-1 no se han encontrado gasterópodos. El único dato disponible proviene de Durán *et al.* (1988), quienes obtuvieron una edad de 217.0 (\pm 15-20%) ka mediante el método *Electron Spin Resonance*. Este dato indica que el TM-1 se desarrolló en el Pleistoceno medio, durante el MIS 7. Los gasterópodos de la familia *Helicidae* encontrados en el TM-2 han permitido obtener dataciones cronométricas mediante el método de la racemización de aminoácidos. Para ello, se han introducido los valores del ácido aspártico, fenilalanina, leucina y ácido glutámico y de epimerización de la isoleucina en el algoritmo establecido por Torres *et al.* (1997) para la parte central y sur de la Península Ibérica. En el edificio localizado en la parte más occidental se ha obtenido una edad de 52.6 ± 12.4 ka; en el edificio al E de la Ermita de San Antón se han realizado tres dataciones (22.6 ± 11.0 ka, 24.5 ± 2.4 ka y 26.2 ± 10.5 ka), mientras que en la base del “Travertino de Osunilla” se ha obtenido una edad de 40.3 ± 13.1 ka. Estos datos sugieren que el episodio TM-2 se desarrolló en el Pleistoceno superior durante el MIS 3 y principio del MIS 2.

De acuerdo con los resultados se puede concluir: **i)** En el conjunto de las masas travertínicas de Mijas se han diferenciado dos episodios. El más antiguo es de tipo fuente, con desarrollo de plataforma-cascada-talud, y se formó durante el Pleistoceno medio. El más moderno es principalmente de tipo valle y se formó durante el Pleistoceno superior; **ii)** El crecimiento polifásico de estos edificios travertínicos parece estar relacionado con la ciclicidad climática, desarrollándose principalmente durante estadios isotópicos 7 y 3 (cálidos y húmedos), separados por una etapa de erosión ligada al encajamiento de la red fluvial.

Referencias

- Durán, J.J., Grün, R. & Soria, J. 1988. Edad de las formaciones travertinas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta* **5**: 61–63.
- Magnin, F., Guendon, J.L., Vaudour, J. & Martin, P. 1991. Les travertins: accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléo-environnements quaternaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162**(3): 585–594.
- Torres, T., Llamas, J., Canoira, L., García-Alonso, P., García-Cortés, A. & Mansilla, H. 1997. Amino acid chronology of the Lower Pleistocene deposits of Venta Micena (Orce, Granada, Andalusia, Spain). *Organic Geochemistry* **26**: 85–97.

A relevant conodont and ammonite fauna found in the Taraşçı Village (Seydişehir, Konya, Middle-Late Triassic, Turkey)

ALI MURAT KILIÇ¹, PABLO PLASENCIA², SELMA BAZ³, YAVUZ BEDI³, JUAN
ALBERTO PÉREZ-VALERA⁴ & FRANCIS HIRSCH⁵

1) Department of Geological Engineering, Balıkesir Üniversitesi, MMF, Jeoloji Müh. Bölümü
Balıkesir, Turkey

alimurat@balikesir.edu.tr

2) Departamento de Botánica y Geología, Universidad de Valencia, Dr. Moliner, 50,
Burjassot, 46100 Valencia.

pablo.plasencia@uv.es

3) Department of Geological Research. General Directorate of Mineral Research and
Exploration (MTA), Ankara, Turkey.

selma.baz@uskudar.edu.tr; yavuzbedi@gmail.com

4) Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense de Madrid.
José Antonio Novais 12, 28040, Madrid.

jalbertoperez@ucm.es

5) Laboratory of Geology, Faculty of Science, Naruto University of Education, Naruto
772-8502, Japan.

francis-hirsch@mrj.biglobe.ne.jp

The area of Seydişehir (Southern Turkey) is considered as a fragment of the African - Arabian plate below the Taurus Nappes. Its Triassic sequence yields faunas that characterizes the “Sephardic Province” restricted to the Southern Tethys. A number of Alpine type Tethyan faunal elements provide clues to assign their age, including Late Anisian, Fassanian, Longobardian and Julian.

The facies represented in Southern Turkey has been recognised in South-Eastern Spain and in North Africa (Algeria, Tunisia, Egypt and the Near East Israel, Jordan).

The subfamily Sephardiellinae (family Gondolellidae) originated in the late Anisian and got extinct during the early Julian (early Carnian) at the end of the “Sephardic Province”, replaced by a dominantly evaporitic facies. The subfamily extended during late Ladinian–early Carnian to the Southern Alps, Dinarids, Taurides and the Cimmerian terranes.

The Taraşçı Limestone is a dark well bedded protected-bay limestone with intercalated lenses of white massive biogenic Emir Kaya Limestone (Ladinian). It is overlain by the Sarpyar Dere Formation of turbiditic marls, sandstones and micro-breccia beds (probable Carnian). The Taraşçı Limestone consists of four superposed fossiliferous horizons, (1) Anisian, (2-3) early Ladinian, and (3-4) late Ladinian, after Assereto and Monod (1974). Nicora (1981) found in a sample from the upper Taraşçı Limestone in the Tepearası Valley (Osmanın Dağ) a quite abundant *Pseudofurnishius murcianus* fauna with the Longobardian ammonoid *Protrachyceras* sp. and pelecypods.

This research presents the first conodont and ammonoid findings in the Triassic beds of the Geyikdağı Autochthonous, in Seydişehir district, South of Beyşehir Lake. Three stratigraphic sections were measured in the Sarpyar River (north of the Taraşçı Village) and 85 samples were collected in black limestones of the Taraşçı Formation. The fossil fauna includes ammonoids close to genus *Eoprotrachyceras* and other species with Sephardic affinities, and the conodonts *Sephardiella mungoensis* and *Sephardiella* spp., which indicate a Ladinian age.

References

- Assereto, R. & Monod, O. 1974. Les formations triassiques du Taurus occidental à Seydischir (Turquie méridionale). Stratigraphie et interprétation sédimentologique. *Memorie, Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **14**:159–191.
- Nicora, A. 1981. *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard, in Upper Triassic in southern Alps and Turkey. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **86**: 769–778.

Presence of conodonts and ammonites in the Karacahisar autochthonous (Central-Western Taurides, Middle Triassic, Turkey)

ALI MURAT KILIÇ¹, PABLO PLASENCIA², SELMA BAZ³, YAVUZ BEDI³, JUAN ALBERTO PÉREZ-VALERA⁴ & FRANCIS HIRSCH⁵

1) Department of Geological Engineering, Balıkesir Üniversitesi, MMF, Jeoloji Müh. Bölümü
Balıkesir, Turkey

alimurat@balikesir.edu.tr

2) Departamento de Botánica y Geología, Universidad de Valencia, Dr. Moliner, 50,
Burjassot, 46100 Valencia.

pablo.plasencia@uv.es

3) Department of Geological Research. General Directorate of Mineral Research and
Exploration (MTA), Ankara, Turkey.

selma.baz@uskudar.edu.tr; yavuzbedi@gmail.com

4) Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense de Madrid.
José Antonio Novais 12, 28040, Madrid.

jalbertoperez@ucm.es

5) Laboratory of Geology, Faculty of Science, Naruto University of Education, Naruto
772-8502, Japan.

francis-hirsch@mrj.biglobe.ne.jp

Thirty four stratigraphic sections were measured and sampled in the Beydağları-Karacahisar autochthon, originally coined “Karacahisar unit” by Dumont and Kerey (1975) and “Geyik Dağı Unit” by Özgül (1976). It was recognized as a tectonic window (Şenel *et al.*, 1996) under the Antalya Nappes. The succession is mainly represented by Precambrian-Cambrian, Carboniferous and Middle Triassic-lower Paleocene units.

Our research in the Karacahisar Autochthonous resulted in findings of Triassic conodonts and ammonoids. Intensive sampling of seven stratigraphic sections (Başakdere Marble, Kartoz Limestone and Karagöl Formation) was carried out.

The nodular limestones in the uppermost level of the Başakdere Marble contain fish remains, conodont-ramiforms of the family Gladigondolellidae and *Sephardiella mungoensis* (late Ladinian). The Kartoz Formation consists of conglomerates, sandstones, siltstones, claystones, limestones and clayey limestones, which yields the Anisian–Ladinian *Gladigondolella* sp. and *Cratognathodus kochi* conodonts. A yellow-green clayey limestone level yields the Pelsonian–Illyrian *Nicoraella kockeli* and *Paragondolella* spp. conodonts. Ammonoid occurrences are very rare in this formation, but some of the collected specimens are close to the *Neoprotrachyceras* genus.

Five stratigraphic sections were measured in the overlying Kasımlar Formation. Its Yolayıldım Member of yellowish-grey limestones yields ammonoids and bivalve fragments of Carnian–Norian age. The faunal spectrum suggests rather normal marine and pelagic environment.

In a preliminary analysis, ammonoids such as *Proarcestes*, *Neoprotrachyceras*, *Sirenites*, *Klipsteinia* and *Megaphyllites* occur, among others. The diverse ammonoid fauna of this formation were recently described by Lukeneder & Lukeneder (2014).

References

- Dumont, J. F., Kerey, E. 1975. Kırkavak Fayı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **18**: 59–62.
- Lukeneder, S., & Lukeneder, A. 2014. A new ammonoid fauna from the Carnian (Upper Triassic) Kasımlar Formation of the Taurus Mountains (Anatolia, Turkey). *Palaeontology*, **57**(2): 357–396.
- Özgül, N. 1976. Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **19**: 65–67.
- Şenel, M., Gedik, I., Dalkilic, H., Serdaroglu, M., Bilgin, A.Z., Uguz, M.F., Bolukbasi, S., Korucu, M. & Özgül, N. 1996. Stratigraphy of the autochthonous and allochthonous units at the eastern part of the Isparta angel, western Taurides, Turkey. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, **118**: 111–160.

Fossil flora from Cerredo: the highest Stephanian succession of the Villablino Coalfield (León/Asturias, NW Spain)

JOHN A. KNIGHT¹, CARMEN ÁLVAREZ-VÁZQUEZ¹, ROBERTO LÓPEZ BRAÑA² & JUAN I. PELÁEZ³

1) Centro Paleobotánico, Real Jardín Botánico de Córdoba, Avenida de Linneo, s/n, 14004 Córdoba.

jaknightuk@btinternet.com; paleo.calvarez@jardinbotanicodecordoba.com

2) El Gorbizal, 23B, 24492 Cubillos del Sil, León.

rlopez@asturleonesa.com

3) Historiador Manuel Salcines, 1, 4ºA, 14004 Córdoba.

jjpelaez@telefonica.net

The upper Pennsylvanian floras of the Iberian Peninsula have particular significance for the recognition of the chronostratigraphic framework applicable for Western Europe (Wagner & Álvarez-Vázquez, 2010). Extensive systematic studies and illustration of fossil flora have been published for the successions of the Sabero, Ciñera-Matallana and La Magdalena coalfields. These together represent a single westwards-onlapping sedimentary basin established after the Asturian Phase deformation (mid-Barruelian). Long-outstanding has been adequate documentation of the flora and synthesis of the stratigraphic succession of the Villablino Coalfield lying immediately to the west. This is despite detailed geological work performed by coal industry geologists over many decades and extensive collections of fossil flora by private collectors and more recently by the Centro Paleobotánico of the Real Jardín Botánico de Córdoba.

The Villablino Coalfield contains a very thick sedimentary succession, attributed to be of the order of 4,000 m (Knight & Wagner, 2014), and in its greater part correlated with the classic Stephanian B succession of the Massif Central of France. The coalfield has singular importance for an understanding of the evolution of floral assemblages, in the context of the sedimentary environment in the littoral area of the Paleo-Tethys Sea and in the transition into the uppermost substages of the Pennsylvanian and succeeding Permian. Furthermore, the location and structural context of the Villablino Coalfield contributes to an understanding of the later stages of the structural evolution of the Cantabro-Asturian fold belt.

The western end of the Villablino Coalfield is interpreted to represent the youngest succession and this area also hosts the latest phase of the coal mining industry in the areas of Cerredo, Asturias (Cerredo opencast mine) and Caboalles de Arriba, León (Mina La Escondida). The large open-pit coal-mining operation north of Cerredo, operated by Compañía Minera Astur Leonesa S.A., has permitted floral collection on a bed-by-bed basis supported by detailed measurement of the stratigraphic and sedimentary succession. Detailed floral analysis is in process at the Centro Paleobotánico, Córdoba. Just over 1,000 specimens have so far been collected, and 35 taxa have been recognized to date. However, it is noted that, individually, each fossiliferous level contains only a few taxa, from 10 to 14. Pteridosperms and ferns are predominant in roof-shales, including the following frequent species: *Odontopteris brardii*, *Dicksonites sterzelii*, *Nemejcopteris feminaeformis*, *Diplazites emarginatus*, *Polymorphopteris polymorpha*, *Pecopteris jongmansii* and *Sphenopteris mathetii*. Sphenopsids are relatively diverse, and include three stratigraphically significant species of *Sphenophyllum*, i.e. *Sphenophyllum angustifolium*, *Sph. longifolium* and *Sph. oblongifolium*. The immediate roof strata above coal seams are dominated by *Sigillaria* (although macerated and not specifically identifiable in all cases); other lycopsids represented are *Lycopodites denticulatus* and “*Lepidodendron*” *gaudryi*. *Taeniopteris abnormis*, an extrabasinal element, is also present.

ACKNOWLEDGEMENT

This research was supported by the Project CGL2015-66835-P of the Spanish Government.

References

- Wagner, R.H. & Álvarez-Vázquez, C. 2010. The Carboniferous floras of the Iberian Peninsula: A synthesis with geological connotations. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **162**(3): 238–324.
- Knight, J.A. & Wagner, R.H. 2014. Proposal for the recognition of a Siberian Substage in the mid-Stephanian (West European chronostratigraphic scheme). *Freiberger Forschungshefte, Paläontologie, Stratigraphie, Fazies*, **22**: C548, 179–195.

A mortal event killed the bivalve *Panopea* in their burrows: a case from Pliocene sediments of the Agua Amarga section, Almería, SE Spain

WERONIKA ŁASKA^{1, 2}, FRANCISCO J. RODRÍGUEZ-TOVAR² & ALFRED UCHMAN¹

1) Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Poland.

weronika.laska@doctoral.uj.edu.pl; alfred.uchman@uj.edu.pl

2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18002 Granada, Spain.

fjrtovar@ugr.es

Bivalves are an important group of trace makers utilizing different burrowing strategies. It is well reflected by diverse ichnogenera attributed to their activity, including *Lockeia* James, 1879; *Lophoctenium* Richter, 1850; *Parahaentzschelinia* Chamberlain, 1971; *Protovirgularia* M'Coy, 1850; *Ptychoplasma* Fenton & Fenton, 1937; *Scalichnus* Hanken, Bromley & Thomsen, 2001, or *Siphonichnus* Stanistreet, le Blanc Smith & Cadle, 1980. They carry significant information on palaeoenvironmental parameters, such as hydrodynamic energy, rate of sedimentation, substrate consistency, nutrient availability or oxygenation.

In shallow-marine Pliocene calcirudites of the Carboneras Basin (Betic Cordillera, Agua Amarga section, Almería Province, SE Spain), *Scalichnus phiale* Hanken, Bromley & Thomsen, 2001 occurs in a single horizon. The calcirudites are composed mainly of skeletal fragments of disarticulated bivalves (pectenids, ostreids), barnacles, gastropods (mainly *Conus*) and clasts of bored micritic limestones. The trace fossil studied is a vertically or occasionally sub-vertically oriented, inverse bell-like structure, which is up to 60 cm long and 6–15 cm wide.

Its lower part is conical in shape whereas the middle and upper parts are cylindrical, 12–15 cm in diameter. The burrow shows a thick mantle composed of bivalve shell debris in which elongate shell fragments are mostly in inclined position. The burrow is filled with the same material as in the surrounding rock, but with a higher concentration of shells in the lower part. Any lamination has been observed within the burrow. Most of the studied *S. phiale* in its upper part contain the producer, i.e. the large bivalve *Panopea* sp. preserved in the life position as external molds. The molds are filled with medium-grained, bioclastic sandstone, different from the material observed above. Probably, it derives from bypassing or subsequently eroded sediments. The siphon traces expected above the molds, are not visible. No other trace fossils are associated.

The described *Scalichnus phiale* records an adjustment burrowing of *Panopea*, which moved up in response to sediment accretion. The exclusive occurrence of this trace is related to the deep-tier position of its producer. Hence, its preservation potential is higher than for shallower traces. The shells of *Panopea* preserved in the life position have not been reorientated by other shallower burrowers. The occurrence of *Panopea* in the same level could be interpreted as the effect of a catastrophic event (maybe a storm), which caused a sudden death of the bivalve at the same time in their burrows after a rapid burial.

References

- Chamberlain, C.K. 1971. Morphology and ethology of trace fossils from the Ouachita Mountains, southeastern Oklahoma. *Journal of Paleontology*, **45**: 212–246.
- Fenton, C.L. & Fenton M.A. 1937. Burrows and trails from Pennsylvanian rocks of Texas. *American Midland Naturalist*, **18**: 1079–1084.
- Hanken, N.-M., Bromley, R.G. & Thomsen, E. 2001. Trace fossils of the bivalve *Panopea faujasi*, Pliocene, Rhodes, Greece. *Ichnos*, **8**: 117–130.
- James U.P. 1879. Description of new species of fossils and remarks on some others, from the Lower and Upper Silurian rocks of Ohio. *The Paleontologist*, **3**: 17–24.
- McCoy, F. 1850. On some new genera and species of Silurian Radiata in the collection of the University of Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, **6**: 270–290.
- Richter, R. 1850. An der Thuringischen Grauwacke. *Zeitschrift der Deutsche Geologischen Gesellschaft*, **2**: 198–206.
- Stanistreet, I.G., le Blanc Smith, G. & Cadle, A.B. 1980. Trace fossils as sedimentological and palaeoenvironmental indices in the Ecca Group (Lower Permian) of the Transvaal. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **83**: 333–344.

Balance hídrico a través del Estrecho de Gibraltar (Golfo de Cádiz – Mar de Alborán) durante los últimos 18 Ka

ROCÍO LOZANO-LUZ¹, FRANCISCO J. SIERRO² & SUSANA M. LEBREIRO¹

1) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

rociolozanoluz@gmail.com; susana.lebreiro@igme.es

2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.

sierro@usal.es

El Golfo de Cádiz se comunica con el Mar Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar, por lo que se considera un lugar clave para estudiar y comprender la dinámica de corrientes entre el Atlántico y el Mediterráneo. Con el objetivo de analizar los cambios ocurridos en el balance hídrico del Mediterráneo se ha llevado a cabo la caracterización isotópica de la masa de agua superficial atlántica mediante el análisis de la temperatura de la superficie del agua (SST=*Sea Surface Temperature*) a partir del porcentaje de las especies de foraminíferos planctónicos presentes en muestras pertenecientes al testigo U1389 situado en el Golfo de Cádiz. Este registro se ha comparado con el testigo MD95-2043, situado en el Mar de Alborán (datos inéditos de F. J. Sierro). El testigo estudiado se obtuvo durante la campaña IODP 339 *Mediterranean Outflow* y se presentan por primera vez paleotemperaturas y el análisis del $\delta^{18}\text{O}$ del agua superficial (δ_w). De este testigo han sido examinadas 37 muestras; de cada una de ellas se han separado e identificado 300 foraminíferos planctónicos. Para investigar los cambios en el δ_w , se ha utilizado la fórmula de Bemis *et al.*, (1998): $T = 16,5 - 4,80 (\delta_c - \delta_w)$, en la que T es la temperatura, δ_c es el valor del $\delta^{18}\text{O}$ en *Globigerina bulloides* y δ_w es el valor del $\delta^{18}\text{O}$ del agua. Este último

valor se ha obtenido al introducir en la ecuación los valores del $\delta^{18}\text{O}$ en *G. bulloides* y la SST estimada a partir de los porcentajes de las especies de foraminíferos planctónicos presentes en las muestras, mediante la función de transferencia Simmax (Pflaumann *et al.*, 1996; 2003).

Para poder comparar el δ_w del agua superficial en ambos lados del Estrecho, se han recopilado los mismos datos en el testigo MD95-2043 (Pérez-Folgado *et al.*, 2003) en el Mar de Alborán que en el U1389 en el Golfo de Cádiz (**Fig. 1**).

Comparando los datos de ambos testigos vemos que la SST en el Golfo de Cádiz presenta unos valores aproximadamente 3°C más altos que el Mar de Alborán. Aunque se esperaría lo contrario, tal vez el descenso en el Mar de Alborán se deba al fuerte *upwelling* en la zona de Málaga. Sólo durante el stadial Heinrich 1, las SST a ambos lados del Estrecho se asemejan debido probablemente a la entrada superficial de agua procedente del Atlántico Norte, que parece afectar en igual medida a ambos lados del Estrecho. Los valores obtenidos del $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* para ambas zonas, son muy similares entre sí y describen una tendencia muy parecida. Los valores más positivos se alcanzan durante el stadial Heinrich 1 y el Younger Dryas. Durante el stadial Heinrich 1 la curva del δ_w del Mar de Alborán sufre un descenso, acompasado en el Golfo de Cádiz por valores aún más bajos. Esto indica una entrada de agua fría desde el Golfo de Cádiz, con un componente de agua dulce con valor isotópico negativo, que reduce el gradiente isotópico a ambos lados del Estrecho de Gibraltar. Otro cambio importante señalado es el descenso del δ_w entre 14 y 8 mil años, tanto en el Mediterráneo como en el Atlántico, si bien los valores del Mediterráneo se mantienen siempre por debajo de los del Atlántico. La presencia de agua superficial con valores isotópicos más bajos en el Mar de Alborán no se debe al agua de entrada desde el Golfo de Cádiz sino a un balance hídrico menos negativo en el Mediterráneo, con la llegada de aguas dulces por parte de grandes ríos o precipitaciones.

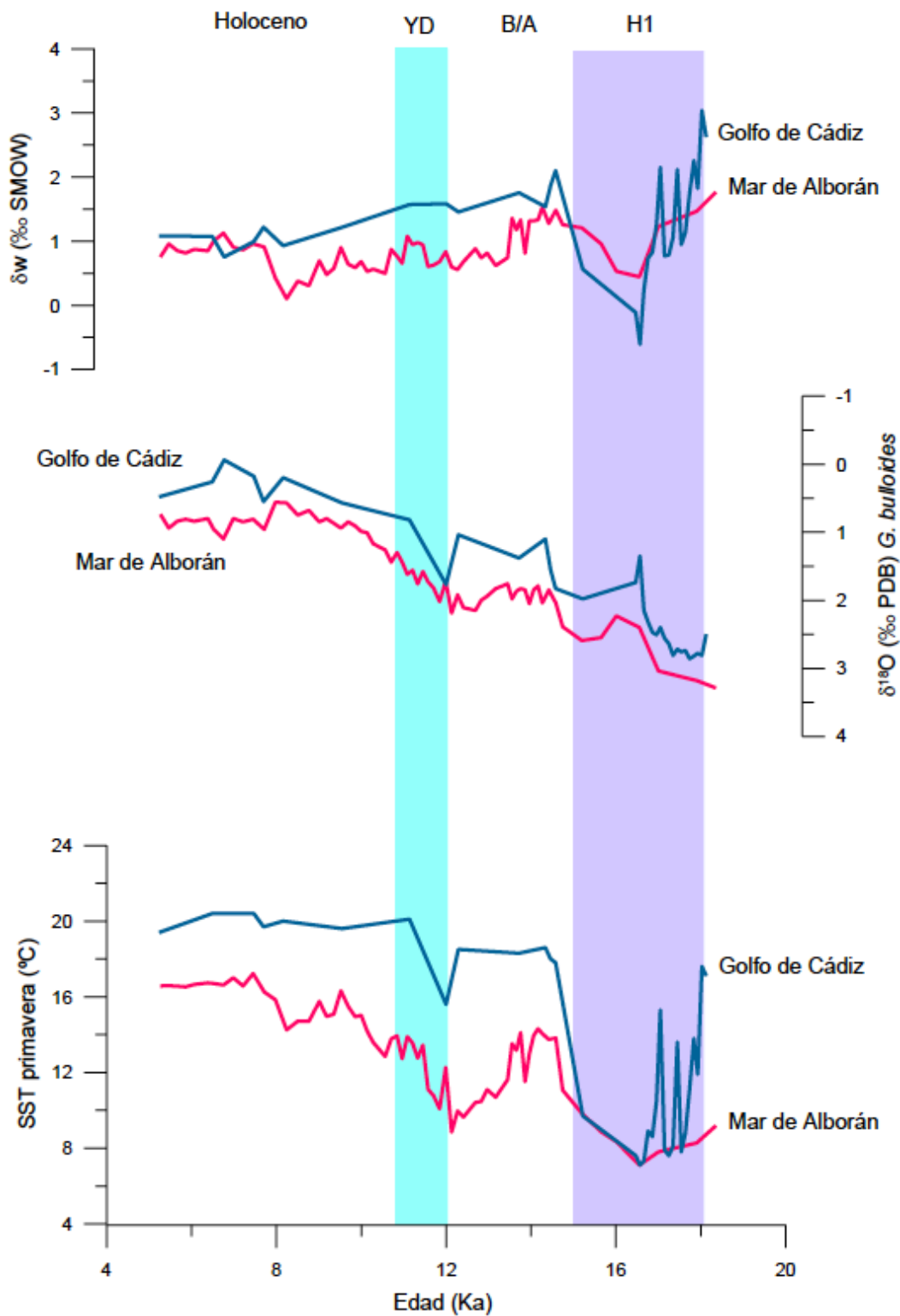


Figura 1. Cambios en el δw entre el Golfo de Cádiz (U1389) y el Mar de Alborán (MD95-2043), dónde se compara el δw , el $\delta^{18}O$ en la especie *G. bulloides* y la temperatura del agua superficial para la primavera.

Referencias

- Bemis, E. B., Spero, H. J., Bijma, J., & Lea, D. W. 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, **13**(2): 150–160.
- Pérez-Folgado, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Cacho, I., Grimalt, J. O., Zahn, R., & Shackleton, N. 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, **48**(1): 49–70.
- Pflaumann, U., Duprat, J., Pujol, C. & Labeyrie, L.D. 1996. SIMMAX: a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperature from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography* **11**(1): 15–35.
- Pflaumann, U., Sarnthein, M., Chapman, M., d'Abreu, L., Funnell, B., Huels, M., Kiefer, T., Maslin, N., Schulz, H., Swallow, J., van Kreveld, S., Vautravers, M., Vogelsang, E., & Van Kreveld, S. 2003. Glacial North Atlantic: Sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000. *Paleoceanography*, **18**(3): 10–14.

A new marine reptile with nothosauroid affinities from the Ladinian of the Iberian Range (Spain)

ANA MÁRQUEZ-ALIAGA¹, NICOLE KLEIN², MATÍAS REOLID³, PABLO PLASENCIA¹,
JOSÉ A. VILLENA GÓMEZ¹ & CARLOS MARTÍNEZ-PÉREZ¹

1) Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner, 50 46100 Burjassot, Valencia.

ana.marquez@uv.es; pablo.plasencia@uv.es; jose.villena@uv.es; carlos.martinez-perez@uv.es

2) Staatliches Museum für Naturkunde. Nordbahnhofstraße 168, 70191 Stuttgart.

nicole.klein@smns-bw.de

3) Departamento de Geología y CEACTIONTierra, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén.

mreolid@ujaen.es

An incomplete skull of a Triassic marine reptile with an atypical morphology of the postorbital region is described. The find comes from the Muschelkalk facies (Cañete Formation) of the Villora section (Iberian Range, Cuenca Province, Spain). The Cañete Formation at the studied area (81 m-thick) is constituted by dolostones and limestones with cross stratification, ripples, mud cracks and densely burrowed levels. Bivalves, brachiopods, gastropods, conodonts, crinoids, holothurids and ammonoids are recorded. Regarding vertebrates, isolated remains of *Paraplagiodon*, indeterminate nothosaurs, and fish teeth have been also recorded.

The age of the new finding can be safely assigned to the Ladinian due to the presence, in the same levels, of the conodont *Pseudofurnishius murcianus*, a Ladinian biostratigraphic marker for the Sephardic province (Plasencia and Márquez-Aliaga, 2011). In addition, the invertebrate assemblage found (the

bivalves *Unionites*, *Bakevella*, *Gervillia*, *Modiolus*, *Entolium*, *Pseudocorbula*, *Costatoria*, *Pseudoplacunopsis*, *Umbostrea*, and the brachiopod *Lingularia*), in comparison with the close section of Henarejos, dated with ammonites (*Gevanites* sp., *G. archei* and *Eoprotrachyceras vilanovai*, see Escudero-Mozo *et al.*, 2015), support our age assignment.

The skull, recorded in the level Vi-12, has a rectangular shape, is very massive, and the postorbital region is distinctly elongated, lacking upper temporal openings, as preserved. Due to the configuration of the skull elements in the postorbital region, the upper temporal openings seem to be secondary closed. The maxilla and dentition reaches far beyond the orbit. Teeth are all broken off but alveoli indicate large and massive dentition. The elongation of the postorbital region, the lack of upper temporal openings, and the dentition indicate special feeding adaptations.

Adding the new find to an existing phylogenetic analysis of Triassic marine reptiles reveals eosauropterygian, especially nothosauroid, affinities. However, contrary to any known eosauropterygian the postorbital elongation of the skull is achieved by an elongation of the jugal, postorbital, and parietal and not for upper temporal fenestra. The erection of a new genus and species for this enigmatic marine reptile is thus well justified. It is unclear, due to the incompleteness of the skull, if the new taxon that is without any extinct or modern analogue raises functional questions such as its feeding strategy but fits well to the continuously increasing diversity of Triassic marine reptiles, exhibiting various specialized feeding strategies.

References

- Escudero-Mozo, M.J., Márquez-Aliaga, A., Goy, A., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Márquez, L., Arche, A., Plasencia, P., Pla, C., Marzo, M. & Sánchez-Fernández, D. 2015. Middle Triassic carbonate platforms in Eastern Iberia: Evolution of their fauna and palaeogeographic significance in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **417**: 236–260.
- Plasencia, P. & Márquez-Aliaga, A. 2011. Discussion about the stratigraphic range of *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard (Conodonta) in the Iberian Peninsula, from the Calasparra section (Murcia, Spain). *Journal of Iberian Geology* **37**: 153–160.

Análisis de la distribución del registro de Tetrápodos de las Hoyas (Cretácico Inferior, Cuenca)

HUGO MARTÍN ABAD¹, SANDRA BARRIOS DE PEDRO¹, CANDELA BLANCO MORENO¹, MARIAN FREGENAL MARTÍNEZ², JESÚS MARUGÁN LOBÓN¹, JOSÉ J. MORATALLA³, GUILLERMO NAVALÓN^{1, 4}, FRANCISCO JOSÉ POYATO ARIZA¹, JOSÉ LUIS SAÑUDO CRESPO¹ & ÁNGELA D. BUSCALIONI¹

1) Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid. C/ Darwin 2, 28049 Madrid.

hugo.martin.abad@gmail.com; sandra.barrios@uam.es; candela.blanco@uam.es; jesus.marugan@uam.es; guiyelmo91@gmail.com; francisco.poyato@uam.es; brusprintin@gmail.com; angela.delgado@uam.es

2) Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Estratigrafía. C/ José Antonio Nováis 2, 28040 Madrid

mariana@geo.ucm.es

3) Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

j.moratalla@igme.es

4) School of Earth Sciences, University of Bristol. Queens Road, BS8 1RJ Bristol.

Las excavaciones en el yacimiento Cretácico (Barremiense superior) de Las Hoyas, situado en la provincia de Cuenca y perteneciente a la Formación La Huérguina (Fregenal-Martínez *et al.*, 2017), comenzaron en el año 1985. Las primeras campañas desarrolladas en el yacimiento fueron de carácter más bien exploratorio. A partir de los años 90, se adoptó una rutina de excavación sistemática, con el objetivo de registrar la información tafonómica asociada a los fósiles. Esta metodología, junto con el avance en los estudios en sedimentología y estratigrafía y el análisis paleoecológico, han permitido interpretar Las Hoyas

como parte de un humedal subtropical a escala regional con una marcada estacionalidad (Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010). El registro fósil de este paleoecosistema contiene numerosos ejemplares de tetrápodos terrestres y anfibios: Albanerpetontidae, Anura, Urodela, Chelonia, Squamata, Crocodyliformes, Pterosauria, Dinosauria, Aves y Mammalia (Poyato-Ariza y Buscalioni, 2016).

En el presente trabajo se realiza un análisis preliminar de la distribución de tetrápodos del yacimiento en relación a la posición estratigráfica de sus restos. El yacimiento está compuesto por tres litosomos de calizas finamente laminadas que se suceden vertical y lateralmente y que ocupan las zonas Norte, Oeste y Sur. En cada uno de estos litosomos se han excavado varias cuadrículas o catas. Sin embargo, sólo se dispone de información precisa respecto a la procedencia de los fósiles excavados en estas catas de un 50% de los restos de tetrápodos encontrados, debido fundamentalmente a la estrategia de excavación no sistemática seguida durante los primeros años.

Los resultados preliminares de este análisis muestran que, en su mayor parte, la asociación de tetrápodos no varía a lo largo del registro temporal del yacimiento. En otras palabras, la mayor parte de los taxones de tetrápodos están presentes a lo largo de todo el intervalo temporal registrado, incluso a pesar del reducido número de ejemplares de alguno de estos taxones. Sin embargo, se ponen de manifiesto ciertas singularidades en cuanto al registro fósil de algunos taxones en particular. Por ejemplo, en el litosomo Norte no se han hallado restos de escamosos, que son relativamente abundantes en el registro de los litosomos Sur y Oeste. De igual manera, el anfibio albanerpetontido *Celtesaurus ibericus* sólo parece estar presente, de acuerdo a la información disponible, en las catas basales de la columna estratigráfica del litosomo Sur del yacimiento. Por su parte, el cocodrilo gobiosúquido de Las Hoyas parece tener un registro restringido al litosomo Oeste del yacimiento.

La aparente continuidad temporal de la asociación de tetrápodos, al menos en su mayor parte, durante el registro del yacimiento sugiere que, a pesar de una marcada estacionalidad caracterizada por la alternancia de estaciones húmedas y secas, el conjunto de la fauna de tetrápodos de Las Hoyas mantendría una relativa estabilidad; no habría grandes cambios que marcaran fases muy diferentes en las condiciones del sistema a lo largo del tiempo. No obstante, la presencia o ausencia de determinados taxones en momentos concretos del registro puede ayudar a matizar la evolución del ecosistema. Esto

es especialmente relevante en el caso de los tetrápodos facultativos e incidentales, organismos plenamente terrestres que no formarían parte de la dinámica ecológica del sistema de manera permanente, como podrían ser alguno de los escamosos o el cocodrilo gobiosúquido. La presencia o ausencia de estos organismos podría estar indicando cambios en condiciones particulares en momentos determinados, como por ejemplo una subida del nivel del agua que dificultase la vida a organismos más adaptados a la vida terrestre, o bien una tendencia a la desecación progresiva del sistema marcada por la preponderancia de grandes huellas de tetrápodos.

Referencias

- Buscalioni, A.D. & Fregenal-Martínez, M.A. 2010. A holistic approach to the palaeoecology of Las Hoyas Konservat-Lagerstätte (La Huérguina Formation, Lower Cretaceous, Iberian Ranges, Spain). *Journal of Iberian Geology*, **36**(2), 297–326.
- Fregenal-Martínez, M.A., Meléndez, N., Muñoz-García, M.B., Elez, J. & de la Horra, R. 2017. The stratigraphic record of the Late Jurassic-Early Cretaceous rifting in the Alto Tajo-Serranía de Cuenca region (Iberian Ranges, Spain): genetic and structural evidences for a revision and a new lithostratigraphic proposal. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **30**(1), 113–142.
- Poyato-Ariza, F.J. & Buscalioni, A.D. (eds). 2016. *Las Hoyas: A Cretaceous wetland*. Pfeil, München.

Patrones de conectividad, modularidad y complejidad del techo craneal de Placodermi (Gnathostomata), los primeros vertebrados con mandíbulas

FERNANDO ANTONIO MARTÍN ARNAL¹, BORJA ESTEVE-ALTAVA², VINCENT DUPRET³ & HÉCTOR BOTELLA¹

1) Departamento de Botánica y Geología. Universidad de Valencia, Valencia. C/ Doctor Moliner, 50, 46100 Burjassot. Valencia.

fermarar@alumni.uv.es; hector.botella@uv.es

2) Department of Comparative Biomedical Sciences. Royal Veterinary College, London.

boresal@gmail.com

3) Department of Applied Mathematics. Australian National University, Canberra.

vincent.dupret@anu.edu.au

La organización estructural del cráneo de vertebrados comprende un amplio espectro de niveles de complejidad. Durante el desarrollo, la formación de los huesos promueve la aparición de las relaciones de conectividad entre las partes anatómicas dependiendo de los centros de osificación y la formación de suturas, organizando la estructura anatómica en su conjunto. Las características de estos patrones de conectividad llevan asociadas implicaciones biológicas, evolutivas y morfo-funcionales. Por ello, las relaciones de conectividad entre los elementos que componen estructuras anatómicas complejas, como es el caso del cráneo, contienen una gran cantidad de información relevante para el planteamiento de hipótesis morfo-funcionales *a priori*, así como para el estudio de los procesos evolutivos que han dado lugar o modificado dicha estructura.

Los estudios de morfología a partir de las relaciones de conectividad entre elementos anatómicos se llevan a cabo desde tiempo atrás, aunque carecían de

una metodología matemática adecuada hasta su reciente desarrollo (e.g. Rasskin-Gutman y Buscalioni, 2001). Desde ese momento se comienza a emplear la Teoría de Redes en el contexto de estudios evolutivos y paleontológicos, desarrollándose el análisis de redes anatómicas (AnNA) y su aplicación a estudios de anatomía y morfología (Esteve-Altava *et al.*, 2011). El análisis de redes anatómicas permite modelizar, en forma de red, la configuración topológica de estructuras anatómicas complejas (**Fig. 1**) y obtener una serie de parámetros que describen estas redes. Dichos parámetros permiten evaluar de manera objetiva ciertas propiedades morfológicas como la integración, la complejidad y la modularidad (entendida a partir de módulos de conectividad).

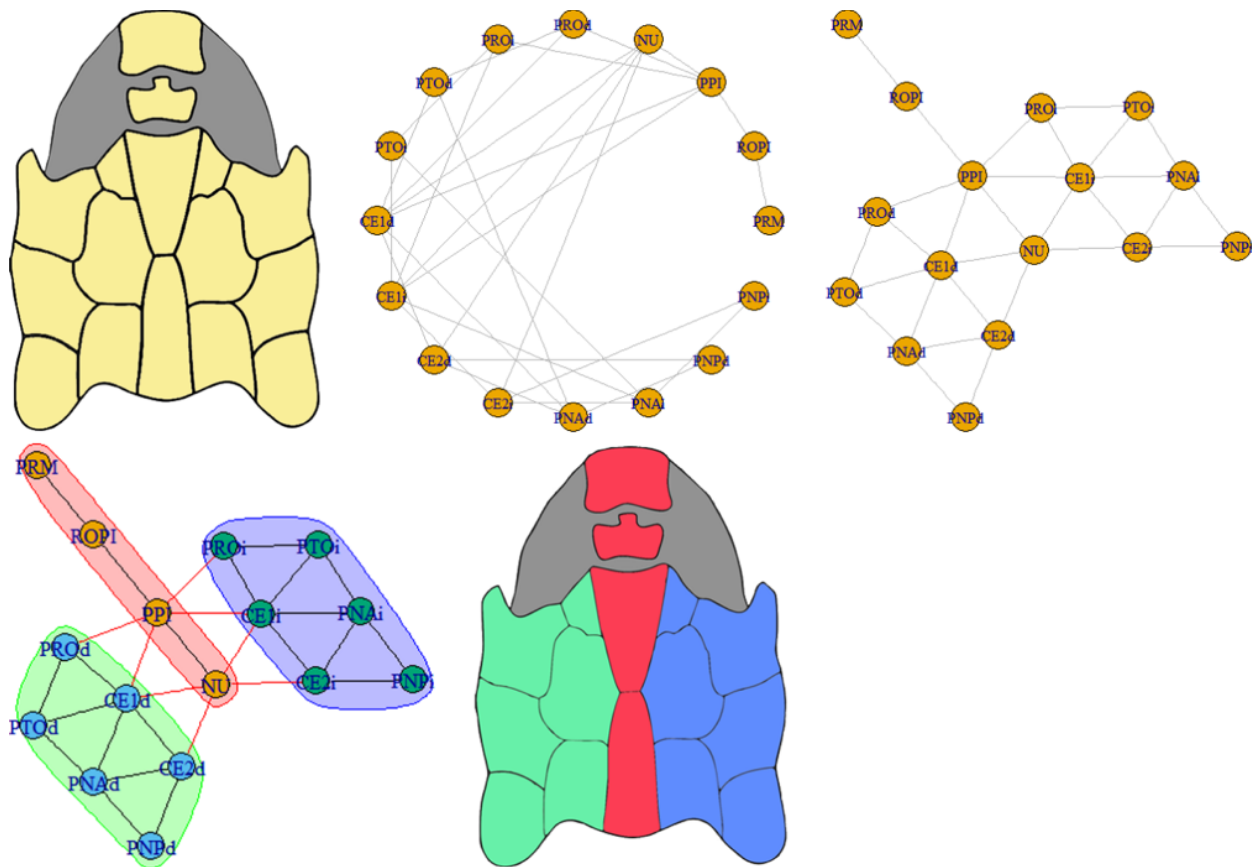


Figura 1. Modelización gráfica del techo craneal de *Romundina stellina* (Acanthothoraci). **A)** reconstrucción de la anatomía del techo craneal; **B)** red anatómica en disposición circular con indicación de las abreviaturas de las principales placas; **C)** red anatómica en disposición natural, **D)** red anatómica en disposición natural con los módulos de conectividad indicados, **E)** reconstrucción de la anatomía.

Esta metodología ha sido aplicada recientemente al estudio de homologías estructurales y de la organización anatómica del cráneo de tetrápodos (Esteve-Altava *et al.*, 2013, 2014, 2015). Sin embargo, hasta el momento no había sido aplicada al estudio de la evolución de vertebrados primitivos, aunque se han realizado algunos análisis gráficos del cráneo en estos grupos (Thomson, 1995). En el presente estudio se ha utilizado el análisis de redes anatómicas para evaluar, cuantitativamente y en un contexto filogenético, la configuración estructural y las propiedades morfológicas del techo craneal de Placodermi, los primeros vertebrados con mandíbulas.

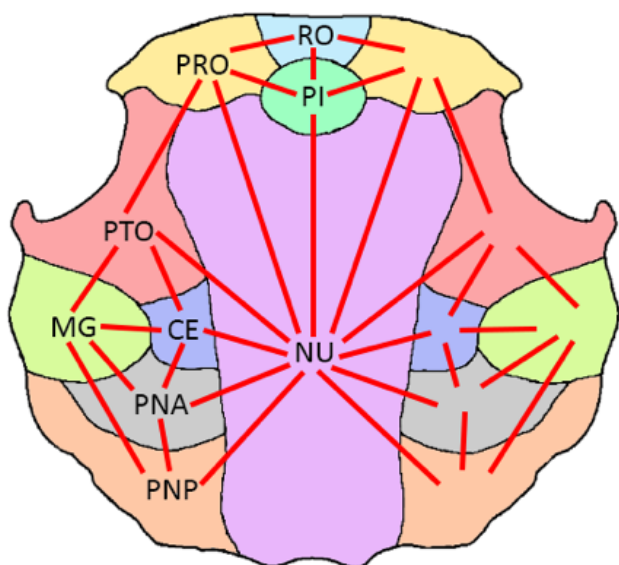
Para ello se ha compilado una muestra representativa de 103 taxones. Se han identificado las conexiones entre las placas de hueso dérmico de su techo craneal a partir de reconstrucciones procedentes de diversas fuentes de la literatura (principalmente Denison, 1978). Dichas conexiones son codificadas de forma binaria (0 = no conexión, 1 = placas en conexión) en matrices de adyacencia (**Fig. 2**). Las matrices son analizadas mediante el programa R (R Core Team, 2013) para obtener las redes anatómicas, los parámetros que las describen y los módulos de conectividad. Posteriormente se realizaron diversos análisis filogenéticos para estudiar la variación de dichos parámetros en la filogenia y evolución de Placodermi.

El análisis de redes anatómicas ha permitido identificar cinco módulos de conectividad en el techo craneal de los grupos estudiados de placodermos. La presencia de tres módulos es la condición más extendida en el grupo, mientras que grupos específicos como Ptyctodontida (grupo derivado) y Antiarchi (grupo basal) presentan únicamente dos módulos laterales. Interesantemente, aparece un cuarto módulo en *Entelognathus primordialis* y *Qilinyu rostrata*, cuyas mandíbulas presentan huesos típicos de osteíctios. Los análisis filogenéticos indican que los parámetros de las redes presentan una serie de tendencias evolutivas como, por ejemplo, el aumento de la complejidad craneal en relación a la disminución del número de huesos del cráneo.

Nuestros análisis permiten evaluar cuantitativamente la configuración estructural del cráneo de estos gnatóstomos basales, sugiriendo que la evolución temprana del techo craneal pudo verse afectada por *constraints* estructurales relacionados con la aparición de las mandíbulas. Entre las tendencias evolutivas identificadas, el incremento de la complejidad en relación a la disminución del número de huesos es coherente con los resultados de Esteve-Altava *et al.* (2013) en tetrápodos. Adicionalmente, la generación de un

cuarto módulo en *Entelognathus primordialis* y *Qilinyu rostrata*, dos especies que presentan un mosaico de caracteres entre las primitivas mandíbulas típicas de placodermos y una configuración mandibular más derivada característica de osteíctios (Zhu *et al.*, 2013; Zhu *et al.*, 2016), parece indicar una reconfiguración craneal debida a la aparición de nuevos huesos mandibulares.

RO	PI	NU	PROd	PROi	PTOd	PTOi	CEd	CEi	PNAd	PNAi	PNPd	PNPi	MGd	MGi
0	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0
1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0
0	0	1	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
0	0	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0
0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1
0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	0
0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1
0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0
0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1
0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	0
0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0



Pauropetalichthys magnoculus
(Petalichthyida)

Figura 2. Matriz de adyacencia y patrón de conexiones de los huesos del techo craneal de *Pauropetalichthys magnoculus* (Petalichthyida). Reconstrucción modificada de Pan *et al.* (2015). Abreviaciones de placas: **RO** (rostral), **PI** (pineal), **NU** (nucal), **PRO** (preorbitales), **PTO** (postorbitales), **CE** (centrales), **MG** (marginales), **PNA** (paranucleares anteriores), **PNP** (paranucleares posteriores).

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se presenta en la XXXIII Jornadas de Paleontología SEP con motivo de haber recibido el premio de la Sociedad Española de Paleontología a la mejor comunicación oral del XV Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología en Pombal, Portugal. El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad, proyecto CGL2014- 52662-P.

Referencias

- Denison, R. 1978. Handbook of paleoichthyology, vol.2: Placodermi. 1st ed. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, pp.128.
- Esteve-Altava, B., Marugán-Lobón, J., Botella, H. & Rasskin-Gutman, D. 2011. Network Models in Anatomical Systems. *Journal of Anthropological Sciences*, **89**: 1–10.
- Esteve-Altava, B., Marugán-Lobón, J., Botella, H. & Rasskin-Gutman, D. 2013. Structural Constraints in the Evolution of the Tetrapod Skull Complexity: Williston's Law Revisited Using Network Models. *Evolutionary Biology*, **40**(2): 209–219.
- Esteve-Altava, B., Marugán-Lobón, J., Botella, H., & Rasskin-Gutman, D. 2014. Random Loss and Selective Fusion of Bones Originate Morphological Complexity Trends in Tetrapod Skull Networks. *Evolutionary Biology*, **41**: 52–61.
- Esteve-Altava, B., Diogo, R., Smith, C., Boughner, J.C. & Rasskin-Gutman, D. 2015. Anatomical networks reveal the musculoskeletal modularity of the human head. *Scientific Reports*, **5**(8298): 1–6.
- R Core Team 2013. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- Rasskin-Gutman, D. & Buscalioni, A. D. 2001. Theoretical morphology of the Archosaur (Reptilia: Diapsida) pelvic girdle. *Paleobiology*, **27**: 59–78.
- Thomson, K. S. 1995. Graphical analysis of dermal skull roof patterns. In: Thomasson, J.J. Ed., *Functional Morphology in Vertebrate Paleontology*, 193–204.
- Zhu, M., Yu, X., Ahlberg, P., Choo, B., Lu, J., Qiao, T., Qu, Q., Zhao, W., Jia, L., Blom, H. & Zhu, Y. 2013. A Silurian placoderm with osteichthyan-like marginal jaw bones. *Nature*, **502**(7470): 188–193.
- Zhu, M., Ahlberg, P., Pan, Z., Zhu, Y., Qiao, T., Zhao, W., Jia, L. & Lu, J. 2016. A Silurian maxillate placoderm illuminates jaw evolution. *Science*, **354**(6310): 334–336.

Nuevos datos taxonómicos del género *Bouleiceras* Thévenin (Ammonoidea) en la Cordillera Ibérica (España)

GEMMA MARTÍNEZ

Departamento de Paleontología, Fac. de Ciencias Geológicas (UCM), C/ José Antonio Nováis, 12, 28040 Madrid.

gemmamar@ucm.es

El género *Bouleiceras* Thévenin ha sido estudiado en diferentes localidades de la Cordillera Ibérica (Geyer, 1965, Dubar *et al.*, 1970, Goy & Martínez, 1996, entre otros) y en otras áreas del ámbito Indomalagache, así como en Portugal, N de África y Sudamérica (Dubar & Mouterde, 1953, Thévenin, 1906; Hillebrandt, 1973, etc.). En este trabajo se estudian los especímenes registrados en el Toarciense Inferior de la Cordillera Ibérica (zonas *Tenuicostatum* y *Serpentinum*). Se han podido identificar ocho especies, seis de ellas ya citadas por otros autores: *B. nitescens* Thévenin, *B. elegans* Arkell, *B. arabicum* Arkell, *B. marraticum* Arkell, *B. tumidum* Arkell, *B. aff. tumidum* Arkell y dos nuevas: *B. ibericum* n. sp. y *B.? betetai* n. sp. La especie tipo, *B. nitescens*, junto con *B. ibericum* y *B. tumidum*, son las que muestra una distribución estratigráfica mayor (Subzona *Semicelatum*-Subzona *Elegantulum*). *B. elegans*, *B. arabicum* y *B. marraticum* no sobrepasan la Subzona *Semicelatum* mientras que *B. aff. tumidum* y *B.? betetai* n. sp. solo se han registrado en la Subzona *Elegantulum*.

Entre las nuevas especies, *B. ibericum* se diferencia de *B. nitescens* Thévenin y de otras especies, por su sección, ausencia de ornamentación en las vueltas internas y en varios elementos de la línea de sutura y *B.? betetai* se caracteriza por presentar una línea de sutura ceratítica típica de *Bouleiceras* y

una morfología cercana al género *Nejdia* Arkell; aunque presenta una posición taxonómica dudosa es probable que tenga una relación filogenética con *Nejdia*, como ha señalado Guex (1974).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los Proyectos CGL2011-23947, CGL2011-25894 y CGL2015-66604-R.

Referencias

- Dubar, G., Elmi, S. & Mouterde, R. 1970. Remarques sur le Toarcien d'Albarracin (Province de Teruel-Espagne) et sur sa faune de *Bouleiceras*. *C.R. Sommaires Séances Société géologique France*, **5**: 162–163.
- Dubar, G. & Mouterde, R. 1953. Découverte d'Ammonites à affinité arabo-malgache (*Bouleiceras*) dans le Toarcien inférieur du Portugal. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, **237**: 575–576.
- Geyer, O. F. 1965. Einige Funde der arabo-madagassischen Ammoniten-Gattung *Bouleiceras* im Unterjura der Iberischen Halbinsel. *Paläontologische Zeitschrift*, **39**(1): 26–32.
- Goy, A. & Martínez, G. 1996. Distribución bioestratigráfica de los *Bouleiceratinae* (Ammonitina) en las cuencas Ibérica y Vasco-Cantábrica. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, Tomo Extraordinario, 125 Aniversario: 306–310.
- Guex, J. 1974. Les *Bouleiceratinae* Arkell, sous-famille mono ou polyphylétique? *Eclogae geologicae Helvetiae*, **67**: 427–430.
- Hillebrandt, A. V. 1973. Die ammonitengattungen *Bouleiceras* und *Frechiella* im Jura von Chile und Argentinien. *Eclogae geologicae Helvetiae*, **66**: 351–363.
- Thévenin, A. 1908. Paléontologie de Madagascar, 5: fossiles liasiques. *Annales de Paléontologie* **3**: 105–144.

Aplicación de la Dinámica de Fluidos Computacional al estudio hidrodinámico de vertebrados primitivos

CARLOS MARTÍNEZ-PÉREZ^{1,2}, HUMBERTO G. FERRÓN¹, IMRAN RAHMAN^{2,3},
VICTOR SELLES DE LUCAS⁴, ROBERT S. SAMSON⁵, PHILIP C.J. DONOGHUE² &
HÉCTOR BOTELLA¹

1) Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva. Universidad de Valencia, Calle Catedrático José Beltrán Martínez, 2, 46980 Paterna, Valencia.

carlos.martinez-perez@uv.es; humberto.ferron@uv.es; hector.botella@uv.es

2) School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol.

phil.donoghue@bristol.ac.uk

3) Oxford University Museum of Natural History, Oxford.

imran.rahman@oum.ox.ac.uk

4) School of Engineering University of Hull, Hull.

vsellesdelucas@gmail.com

5) School of Earth and Environmental Sciences, University of Manchester, Manchester.

robert.sansom@manchester.ac.uk

La mayoría de los agnatos paleozoicos estaban caracterizados por formas fuertemente acorazadas, como por ejemplo lo heterostráceos, osteostráceos, galeáspidos o pituriaáspidos), destacando la presencia de un gran escudo cefálico rígido que encerraba la parte anterior del cuerpo. Esto, junto con la falta de aletas pectorales en la mayoría de estos grupos, ha hecho que estos peces hayan sido tradicionalmente interpretados como grupos con bajas capacidades natatorias. Sin embargo, la importancia funcional de estos escudos cefálicos sigue siendo incierta y, de hecho, la gran disparidad de morfologías presentes, unido al desarrollo de elementos exoesqueléticos fijos con claras funciones

hidrodinámica (expansiones laterales, espinas dorsales o quillas, o el desarrollo del rostrum), sugieren que los escudos de muchos agnatos estaban claramente relacionados con funciones hidrodinámicas (Botella & Fariña, 2008)

Curiosamente, galeáspidos y osteostráceos muestran una gama similar de formas adquiridas de forma independiente en cada uno de los linajes en diferentes regiones geográficas. Por lo tanto, el estudio de estos taxones nos puede proporcionar una gran oportunidad para analizar si estas convergencias morfológicas fueron el resultado de adaptaciones funcionales equivalentes a un medio acuático similar. Teniendo en cuenta este escenario, en este trabajo se analiza en primer lugar la variación de forma de 70 especies de galeáspidos y osteostráceos mediante morfometría geométrica, y en segundo lugar se estudia la eficiencia hidrodinámica de las formas más extremas del morfoespacio generado mediante simulaciones computacionales de dinámica de fluidos.

Nuestros resultados muestran que ambos grupos ocupan en la práctica las mismas áreas del morfoespacio generado, explicando las tres primeras componentes principales el 95% de la varianza observada. Además, la comparación de la eficiencia hidrodinámica (basado en los coeficientes de sustentación y resistencia al avance) de una selección de taxones que representan los extremos de la variación morfológica estudiada, nos permitió comprender mejor las variaciones morfológicas (desarrollo del *rostrum* o procesos cornuales, variaciones morfológicas general del escudo cefálico, etc.) en términos de estrategias de natación y modos de vida. Nuestros resultados preliminares nos permiten concluir que la aplicación de esta nueva metodología nos brinda una gran oportunidad para investigar la ecología de estos grupos de vertebrados tempranos.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos CGL2014-52662-P del Ministerio de Economía y Competitividad y el Proyecto GV/2016/102 de la Generalitat Valenciana.

Referencias

- Botella, H., & Fariña, R. A. 2008. Flow pattern around the rigid cephalic shield of the Devonian agnathan *Errivaspis waynensis* (Pteraspidoformes: Heterostraci). *Palaeontology*, **51**: 1141–1150.

Registro isotópico en cochas de gigantoprodúctidos del corredor del Rheico durante la glaciación del Carbonífero (Serpujoviense inferior): una glaciación dinámica

J. RICARDO MATEOS-CARRALAFUENTE¹, ISMAEL CORONADO² & SERGIO RODRÍGUEZ^{1,3}

1) Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, c/José Antonio Novais, 12, 28040-Madrid.

jricardomat@hotmail.com

2) Institute of Paleobiology, Twarda 51/55, PL-00-818 Warsaw, Polonia

icoronad@twarda.pan.pl

2) Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), c/José Antonio Novais 12, 28040-Madrid.

sergrodr@ucm.es

La última edad de hielo del Paleozoico ~335–260 Ma (Carbonífero–Pérmico) alternó duras etapas glaciales e interglaciales con escaso volumen de hielo (Fielding *et al.*, 2008). La mayoría de estudios paleoclimáticos sobre esta glaciación se centran en paleolatitudes altas quedando las paleolatitudes bajas poco estudiadas. Estos estudios se basan principalmente en los datos proporcionados por isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de organismos con esqueleto mineralizado, como los braquiópodos (Grossman *et al.*, 2008). Los gigantoprodúctidos son un género de braquiópodos de talla grande, con una valva ventral pseudopuntuada de gran espesor. Su gran tamaño los hace muy útiles para este tipo de estudio, debido a que es posible caracterizar grandes áreas dentro de la concha y muestrear diferentes grados de preservación dentro de la misma. Así mismo se pueden diferenciar sus partes fácilmente y muestrear

individualmente con el fin de estudiar todas las posibles variaciones biogeoquímicas registradas en la concha durante la cristalización que sobrescriban las señales ambientales (como temperatura, salinidad, etc.); esta consecuencia es conocida como efecto vital.

Este trabajo aporta nuevos datos de paleotemperaturas de una sección ubicada en el corredor del Rheico en una paleolatitud tropical del hemisferio sur. Para ello se han recolectado conchas de *Gigantoproductus* cf. *irregularis pyrenaicus* en la sección de San Antonio dentro del Área del Guadiato (Córdoba, España) de edad Serpujoviense inferior (Medina-Varea *et al.*, 2005).

Previamente al estudio paleoclimático se ha realizado una caracterización microestructural, cristalográfica y geoquímica, con el objetivo de identificar el estado de preservación de 11 ejemplares, para ello se han realizado 20 láminas delgadas y 5 láminas ultrafinas. Las láminas delgadas se han observado bajo el microscopio óptico, además se han estudiado cuatro fragmentos de valva mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) por rotura natural. Se ha estudiado la organización cristalográfica de las conchas mediante CIP (*Computer-Integrated Polarization Microscopy*), atendiendo a su estado de preservación. La caracterización geoquímica se ha realizado mediante catodoluminiscencia fría y se han analizado siete elementos (Ca, Mg, Sr, S, Na, Mn y Fe) mediante Microsonda de electrones, obteniéndose un total de 235 análisis puntuales. Por otra parte se han datado 6 muestras mediante el análisis de isótopos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), 4 no alteradas y 2 alteradas, comparando los resultados con los datos bioestratigráficos. Por último, se ha realizado un análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) en 45 muestras, 34 no alteradas y 11 alteradas, de ambas valvas centrando el estudio en la valva ventral principalmente y su posterior cálculo de paleotemperaturas.

Se han identificado dos microestructuras: laminar y prismática. Además, en la valva ventral se ha hecho distinción de cuatro zonas anatómicas (umbonal, delgada, engrosada y geróntica) en función del espaciado de las líneas de crecimiento y el tamaño de los cristales de la capa prismática. En catodoluminiscencia se han distinguido tres zonas en función de su luminiscencia: no luminiscente (NL), ligeramente luminiscente (SL) y luminiscente (L). Los datos de microsonda muestran variaciones de los elementos en función de la zona anatómica y su estado de preservación. Se ha representado la relación $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ observando una agrupación de los datos en función de las zonas anatómicas. Los cálculos de paleotemperaturas mediante

$\delta^{18}\text{O}$ han mostrado variaciones de $\sim 1.2\text{‰}$ entre las distintas zonas, como resultado de efectos vitales producidos durante la biocristalización de la concha.

Las temperaturas calculadas proporcionan una media de 24.25°C de temperatura en el Área del Guadiato para el Serpujoviense inferior, lo que implica que o bien la glaciación no afecta a todas las latitudes por igual o bien nos encontramos en un periodo interglacial de los definidos por Fielding *et al.* (2008), apoyando el modelo propuesto de una glaciación más dinámica y no un único gran evento.

Referencias

- Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T. & Roberts, J., 2008. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and non-glacial climate regime. *Journal of the geological society*, **165**: 129–140.
- Grossman, E.L., Yancey, T.E., Jones, T.E., Bruckschen, P., Chuvashov, B., Mazzullo, S.J. & Mii, H.S. 2008. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous: The isotopic record from low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **268**(3): 222–233.
- Medina-Varea, P., Sarmiento, G.N., Rodríguez, S. & Cózar, P. 2005. Early Serpukhovian conodonts from the Guadiato Area (Córdoba, Spain). *Coloquios de Paleontología*, **55**: 21–50.

Caracterización paleoicnológica del tránsito Tortonense-Messiniense en el sector de Cartaya, Huelva (SO de la Cuenca del Guadalquivir)

EDUARDO MAYORAL¹, ANA SANTOS², FRANCISCO JAVIER RODRÍGUEZ-TOVAR² &
JAVIER DORADOR²

1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Avenida de las Fuerzas
Armadas, s/n. 21007 Huelva.

mayoral@uhu.es

2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18002 Granada.

aasantos@ugr.es; javidr@ugr.es; fjrtovar@ugr.es

INTRODUCCIÓN

El sector de Cartaya (Huelva), situado en el borde suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, es uno de los puntos clave para conocer las relaciones que existentes entre las unidades litológicas más occidentales (Ayamonte-Lepe-Cartaya) y las que aparecen hacia el este del río Odiel (Huelva-Bonares-Villarrasa). Su importancia reside igualmente en un contenido icnológico característico que permite establecer las condiciones paleoambientales y de depósito de estas unidades.

MATERIALES

La sección objeto de estudio se localiza en el punto kilométrico 102 en el área de descanso de la autovía A-49 dirección Huelva-Cartaya. En este punto afloran a lo largo de unos 300 m, una serie de materiales siliciclásticos que han

permitido reconocer las principales características litológicas, así como su contenido paleoicnológico y paleontológico (**Fig. 1**).

RESULTADOS

Los tramos litológicos 1 y 2 corresponden a la Fm. Niebla, de edad Tortoniense (Unidad 1, Salazar *et al.* 2016), que se apoya 10 km más al norte de forma discordante sobre el Carbonífero (facies Culm). El tramo 3 corresponde a la Fm. Arcillas de Gibraleón, de edad Messiniense (Unidad 2, Salazar *et al.* 2016), que se sitúa en disconformidad sobre el tramo anterior. Esta unidad pasa hacia el oeste a arenas muy finas y hacia el este a arcillas y arcillas limosas calcáreas (Unidad 2b, Salazar *et al.* 2016).

El tramo 4 son unas gravas y arenas con arcillas en la base, que por correlación regional deben corresponder al Plioceno inferior (Mayoral *et al.* 2016).

Desde el punto de vista paleoicnológico el tramo 1 está caracterizado por una icnocenosis compuesta por *Macaronichnus segregatis*, *Ophiomorpha nodosa*, *Skolithos linearis*, *Conichnus* icnoesp. indet., *Teichichnus nodosus* y *Artichnus giberti*.

M. segregatis presenta un índice de bioturbación importante (I.B.: 3-4), con un trazado horizontal, asociados a arenas gruesas, micáceas, con laminaciones inclinadas de bajo ángulo en sentidos opuestos que son típicas de un medio de *foreshore*. En estos niveles la diversidad es baja, la distribución irregular y dominan las estructuras de domichnia (*Ophiomorpha*, *Conichnus*, *Artichnus*) pertenecientes a la icnofacies de *Skolithos*.

Hacia techo de este tramo, *M. segregatis* se dispone de forma vertical, lo que es un hecho bastante inusual. Uchman *et al.* (2016) atribuyen este cambio en la orientación de la pista a una migración en la vertical del hábitat del productor (poliquetos ofelidos) debido a un movimiento en el mismo sentido de la zona de mezcla entre las aguas saladas y dulces intersticiales.

Las costras ferruginosas se interpretan como superficies de no depósito (diastemas) que van asociadas a la presencia de *Skolithos* y/o de *Palaeophycus* icnoesp. indet.

El tramo 2 corresponde a unas arenas medias-gruesas que hacia techo se vuelven más limosas, donde la icnocenosis está dominada por *O. nodosa* y

Thalassinoides suevicus, lo que podría indicar el paso a una zona de *shoreface* superior. En el techo de este tramo aparece *S. linearis*, *Teichichnus rectus* y *Spongeliomorpha sinustriata* ligados a la superficie de discontinuidad con *Palaeophycus* icnoesp. indet. que separa esta Formación de la suprayacente.

El tramo 3, representado por arenas limosas, grises, micáceas, vuelve a estar dominado por *O. nodosa* y *Th. suevicus*, con algún *Cylindrichnus concentricus* hacia techo, en un medio claramente de *shoreface* superior. También presenta algunos diastemas ferruginizados, que pueden registrar en su superficie la presencia de *Palaeophycus* icnoesp. indet.

Por último, el tramo 4, se dispone también sobre una superficie diastémica ferruginizada, compuesto por arenas gruesas y gravas cuacíticas muy redondeadas, con un nivel arcilloso en la base, sin macrofauna ni pistas fósiles aparentes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación CGL2015-66835-P del Ministerio de Ciencia e Innovación y por el Grupo de Investigación RNM276 de la Junta de Andalucía.

Referencias

- Mayoral, E., Salazar, A. & Santos, A. 2016. Estratigrafía y Paleontología del Neógeno Superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Geo-Guías*, **10**: 1–54.
- Salazar, A., Larrasoaña, J.C., Abad, M., Mayoral, E., Pérez-Asensio, J.N., González-Regalado, M.L., Martín-Banda, R., Civiš, J. & Mata, M.P. 2016. Neogene lithological units at the west end of the Guadalquivir Basin and their correlations with the Huelva-1 borehole (Huelva-Spain). *Geo-Temas*, **16**(1): 173–176.
- Uchman, A., Johnson, M.E., Rebelo, A.C., Melo, C., Cordeiro, R., Ramalho, R.S. & Ávila, S.P. 2016. Vertically-oriented trace fossil *Macaronichnus segregatis* from Neogene of Santa Maria Island (Azores; NE Atlantic) records vertical fluctuations of the coastal groundwater mixing zone on a small oceanic island. *Geobios*, **49**(3): 229–241.

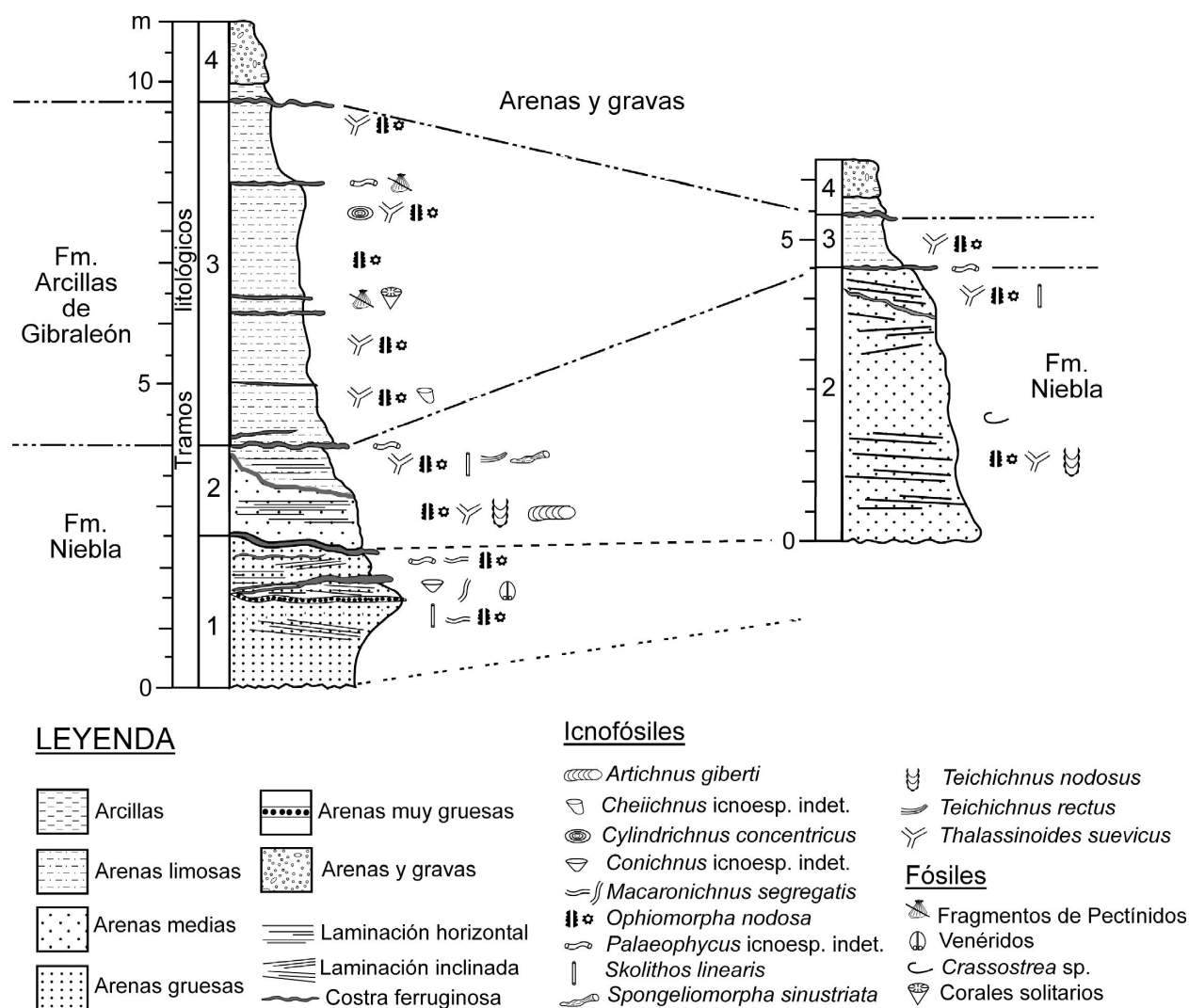


Figura 1. Columnas litoestratigráficas del área de servicio de la autovía A-49, km 102.

Contribución de los estudios ictiológicos a la interpretación del Plioceno marino de Mallorca (Mediterráneo occidental)

BERNAT MOREY^{1, 2}

1) Societat d'Història Natural de les Illes Balears. Fra Juniper Serra 19. Sta. Eugènia, 07142 Mallorca.

bernatmoreycolomar@yahoo.es

2) Dept. Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears, Cra. de Valldemossa, km 7.5. Palma.

El Plioceno marino de la isla de Mallorca (archipiélago Balear. Mediterráneo occidental) se interpreta aún con sólo dos formaciones sedimentarias (*Fm. Margas y Calcisiltitas de Son Mir*- transgresión marina y *Fm. Calcarenitas de Sant Jordi*- bentonización posterior. Pomar *et al.*, 1983; Mas, 2015). El período se caracteriza en sus inicios por un clima cálido tropical que evoluciona a templado - frío ante el inicio de las glaciaciones pleistocenas. El análisis del registro ictiológico puede ayudar a diferenciar los registros del Plasenciense y del Pleistoceno inferior respecto del Zancliense.

El análisis aquí realizado se basa en los estudios- recopilación de Bauzá (1978), Mas (2015) o Morey (2017. Tesis en corrección), de la fauna de Palma (Mas, 2010, 2015. Finiplioceno) y de la localizada por Bauzá (1978) en Llubí - Talapí con gran cantidad de especies inéditas, sin fauna de significación cálida y aún no interpretada.

Bauzá (1978), resumiendo sus múltiples estudios, observó la ausencia (*Trigonodon* sp.) o disminución de especies y géneros tropicales (*Diodon*, sp.

Balistes sp., *Aetobatus* sp.) y la disminución del tamaño de los dientes en el registro Plioceno respecto al del Mioceno.

Localidad	Edad	N	Estudio	Comunidad
Portals Vells	Torto- messiniense	10	Bauzá (1978)	<i>Diplodus</i> sp., <i>Myliobatis</i> sp., <i>Trigonodon oweni</i> , <i>Odontaspis</i> sp.
Sta. Margarida	Torto- messiniense	29	Bauzá (1978)	<i>Carcharodon megalodon</i> , <i>Isurus</i> sp., <i>Diplodus</i> sp., <i>Diodon</i> sp., <i>Tetrodon</i> sp., <i>Balister</i> sp.
Muro	Torto- messiniense	11	Bauzá (1978)	<i>Carcharodon megalodon</i> , <i>Myliobatis</i> sp., <i>Diplodus</i> sp.
Pina- San Joan	Torto- messiniense	5	Bauzá (1978)	<i>Carcharodon megalodon</i>
Palma- Pontiró	Plioceno II	24	Mas (2015)	<i>Labrodon</i> sp., <i>Diplodus</i> sp., <i>Pagellus</i> sp., <i>Carcharinus</i> sp., <i>Sparus</i> sp., <i>Odontaspis</i> sp.
Vallgornera	Plioceno	7	Mas (2015)	<i>Paradotus</i> sp., <i>Carcharias</i> sp., <i>Diodon</i> sp., <i>Sparus</i> sp.
Llubí- Talapí	Pliopleistoceno?	65	Bauzá (1978)	<i>Conger</i> sp. (3sp.), <i>Mugil</i> sp., <i>Gadus</i> sp., <i>Serranus</i> sp., <i>Gobius</i> sp. (10 sp), <i>Triglon</i> sp. (4sp)

Tabla 1. Principales localidades estudiadas en el registro ictiológico del neógeno postectónico de Mallorca

Mas (2010, 2015), en el Plioceno medio- superior (no especificado por el autor. Morey, 2016) de Palma- Pontiró (**Tabla 1**), detecta una mayor frecuencia de géneros con afinidades tropicales (*Tetrodon* sp., *Rhizoprionodon* sp., *Aetobatus* sp., *Dasyatis* sp.) en la parte superior del registro plioceno y en un dominio de géneros de fondos arenosos, praderas de fanerógamas y aguas abiertas (*Rhinoptera* sp. *Myliobatis* sp. *Aetobatus*, *Raja* sp. *Pargus* sp., *Squatina* sp., *Diplodus* sp.). Este repunte climático, anterior al registro dunar del Pleistoceno cuadra con los modelos globales para el plioceno mediterráneo (Playas con *Persitistrombus coronatus* superiores; Morey, 2016).

Un primer esbozo sobre la fauna ictiológica de Llubí- Talapí (en múltiples sondeos) muestra una sorprendente biodiversidad (65 especies;. Bauzá, 1978; Morey, 2017, Tesis) con importante presencia de especies de clima mediterráneo templado o actuales (*Conger* sp., *Mugil* sp., *Gobius* sp., *Triglon* sp. etc.; **Tabla 1**). Este registro cuadra mejor con un primer enfriamiento climático importante-

límite Plasenciense- Gelasiense o ya con un posible registro del Pleistoceno inferior (Gelasiense- Calabriense) inédito para el registro isleño.

La fauna ictiológica del neógeno postectónico de Mallorca se muestra muy sensible a los cambios de temperatura y a las transgresiones y regresiones marinas características de estos períodos. Ello la convierte en un instrumento muy útil para la interpretación de registros litorales como el estudiado con pocos crono-indicadores planctónicos y sin dataciones cronoestratigráficas eficaces.

Referencias

- Bauzá, J. 1978. Paleontología de Mallorca. 180 millones de años de la flora y la fauna de Mallorca. In Mascaró, J. *Historia de Mallorca*, 7: 221–340.
- Mas, G. 2010. Ictiofauna del Pliocè del Barranc de sa Talaia (Mallorca. Balears. Med. Occident). Implicacions paleoambientals. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 53: 25–43.
- Mas, G. 2015. El registre estratigràfic del Messinià Terminal i del Pliocè a l'illa de Mallorca. Relacions amb la crisi de salinitat de la Mediterrània. Tesis Doctoral. UIB, 432 p.
- Morey, B. 2016. Uso de modelos en la catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico plioceno de Mallorca. En Meléndez, G. Núñez, A. Tomás, M. *Actas de las XXXII jornadas de la SEP. Publicaciones del IGME. Serie Cuadernos del Museo Geominero*. Madrid, 20: 219–225.
- Morey, B. 2017 El patrimoni Paleontològic de Mallorca. Catalogació, caracterització, valoració. Propostes de gestió i de conservació. Tesis. UIB (en corrección).
- Pomar, L., Obrador, A., Fornós, J. J. & Rodríguez Perea, A. 1983. El Terciario de las Baleares (Mallorca y Menorca). *Institut d'Estudis Baleàrics* UIB, 180 p.

El potencial interpretativo del registro fósil de los moluscos litorales en el neógeno postectónico de Mallorca

BERNAT MOREY^{1, 2} & NOEMI FORTEZA²

1) Societat d'Història Natural de les Illes Balears. Fra Juniper Serra 19. Sta. Eugènia, 07142 Mallorca.

bernatmoreycolomar@yahoo.es

2) Dept. Ciencias de la Tierra, Universitat de les Illes Balears, Cra. de Valldemossa, km 7.5. Palma.

La fauna de moluscos litorales supone el 99% del registro fósil del Pleistoceno de Mallorca (archipiélago Balear, Mediterráneo occidental) y juega un importante papel en la interpretación de esta época por su sensibilidad a los cambios ambientales y a las diversas transgresiones y regresiones marinas (Cuerda, 1987). Sin embargo, nunca se ha explorado este potencial para el resto del registro neógeno postectónico de la isla.

Se ordena el registro de moluscos litorales para el Mioceno postectónico y Plioceno marino de Mallorca. Estas series se estructuran en ciclos sedimentarios separados por discontinuidades estratigráficas (Serravaliense, Tortoniense I- II, Messiniense I- II- III, Plioceno I- II. **Tabla 1**; Morey, 2016). Para cada ciclo se observa la fauna de moluscos a partir de los estudios de Bauzá, (1978), Mas, (2015) o Morey *et al.*, (2009) entre otros (Catalogación del Patrimonio Paleontológico de Mallorca; Morey, 2016; **Tabla 1**).

El registro estudiado está adosado a la estructura alpina de la isla e influenciado por ésta, por lo que se observan tanto los registros de plataforma interna como los de plataforma más externa.

Edad	Plataforma interna Costa	Plataforma externa Grabens	Sedimentología Fauna
Serravaliense	Terrestre. Hidróbidos. Bitínidos	Infracircalitoral, ¿Pectínidos?	Lutitas, margas y imos
S/M	<i>Crasostrea</i> sp.	Cerítidos	Conglomerados. Superficie erosiva
Tortonense I	Infracircalitoral. <i>Amusium</i> sp.	Plantónico hemipelágico	Margas <i>Heterostegina</i> sp. " <i>Globigerina</i> " sp.
Tortonense II	Mesoinfralitoral, <i>Conus</i> sp. <i>Persitistrombus</i> sp.	Infracircalitoral	Calcarenitas. Calizas arrecifales. Rodófitos
Tortonense/Messiniense	Aluviones	Grandes ostreidos	Margas y aluviones. Superficie erosiva. Estromatolitos
Messiniense I	Grandes ostreidos. Cardítidos. Tellínidos	<i>Amusium</i> sp. Cerítidos	Calcarenitas y margas. <i>Globorotalia mediterranea</i>
Messiniense II	<i>Cardium</i> , Bitínidos, Hidróbidos	<i>Cardium</i> sp., Ostreidos	Oolitas. Estromatolitos. Sedimentación mareal
Messiniense III-Lagomare	Brakish- lagunar. <i>Limnocardium</i> sp. <i>Dreissena</i> sp.	?	Superficies erosivas. Margas y lutitas. Estromatolitos
Messiniense III-Lagomare	Superficie erosiva. Ostreidos	¿conglomerados y ostreidos?	
Plioceno I	Infracircalitoral. <i>Amusium</i> sp., <i>Dentalium</i> sp. <i>Epithonium</i> sp. Pectínidos	Plantónico hemipelágico salinidad normal.	Margas y calcilutitas. <i>Neoglobigerina</i> sp., <i>Globorotalia</i> sp.
Plioceno I	Mesolitoral. <i>Persitistrombus coronatus</i> . <i>Panopea</i> sp.	Infralitoral. Pectínidos- Pequeños ostreidos	Calcarenitas y calcilutitas. Equínidos. Dientes de peces
Zancliense/Piacenziense	Superficie erosiva. Concentración de cerítidos y ostreidos	Concentración ostreidos	Superficie erosiva. Calcarenitas, conglomerados. Dientes de peces
Plioceno II. Piacenziense	Meso- infralitoral. <i>Persitistrombus</i> sp., <i>Conus</i> sp. Glycymeridos	Pectínidos y pequeños ostreidos	Calcarenitas y margas

Tabla 1. Registro de moluscos documentado para el neógeno postectónico de Mallorca y ciclos establecidos

Los registros plantónicos hemipelágicos (Mateu, 1982) se documentan en los grabens a principios del Tortonense y del Zancliense, evolucionando hacia ambientes infra y circalitorales (*Amusium* sp). Para cada ciclo, y en los registros

de plataforma interna, se observa una primera concentración de ostreidos (concentración de nutrientes), cerítidos y pectínidos (*Amusium* sp.: transgresión marina Tortonense, Messiniense e interpretada como Plasenciense) seguido de registro infralitoral (pectínidos, *Conus* sp. *Turritella* sp.; óptimos climáticos TI, TII, MI, PI y PII- Plasenciense). Cada ciclo finaliza con registro mesolitoral y/o superficie erosiva. El registro mesoinfralitoral puede significar climatología cálida- tropical (Tortomessiniense, finizancliense y finiplioceno con *Persitistrombus coronatus*) o más templada (Gliciméridos, tellínidos o cardítidos; finiplioceno)

En un registro litoral como el estudiado la fauna de moluscos refleja la ordenación estratigráfica propuesta (cada ciclo establecido. Morey, 2016) en forma de registro infracircalitoral (transgresión marina) sobre registro terrestre-lagunar/registro mesolitoral/nueva regresión. Se justifican así dos ciclos tortonenses, tres ciclos messinienses (pre desecación, Crisis MSC y ciclo Lagomare), dos ciclos pliocenos claros y el enfriamiento climático del final del Plioceno.

La fauna de moluscos litorales reivindica su potencial interpretativo en registros litorales como el estudiado, a menudo difíciles de interpretar debido a la escasez o ausencia de bioindicadores planctónicos o con escasos estudios cronoestratigráficos eficaces.

Referencias

- Bauzá, J. 1978. Paleontología de Mallorca. 180 millones de años de la flora y la fauna de Mallorca. In Mascaró, J. *Historia de Mallorca*, 7: 221–340.
- Cuerda, J. 1987. Moluscos marinos y salobres del Pleistoceno Balear. Caja de Baleares " Sa Nostra". 420 p. Palma.
- Mas, G. 2015. El registre estratigràfic del Messinià Terminal i del Pliocè a l'illa de Mallorca. Relacions amb la crisi de salinitat de la Mediterrània. Tesis Doctoral. UIB. 432 p.
- Mateu, G. 1982. El Neógeno-Pleistoceno de Mallorca: biocronoestratigrafía y paleoceanografía en base a los foraminíferos planctónicos. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 26: 75–133.
- Morey, B. 2016. Catalogación, caracterización y valoración del patrimonio Paleontológico de Mallorca (Islas Baleares. Mediterráneo occidental). Resultados. En Meléndez, G. Núñez, A. Tomás, M. *Actas de las XXXII jornadas de la SEP. Publicaciones del IGME. Serie Cuadernos del Museo Geominero*. Madrid, 20: 239–245.

Evidencias de la actividad bioerosiva de posibles insectos pterigotos en un hueso de bóvido (Plioceno inferior, Almería, SE España)

FERNANDO MUÑIZ¹, ZAIN BELAÚSTEGUI^{2,3}, ALFONSO ARRIBAS⁴, JESÚS BERBEL⁵, JUAN IBÁÑEZ⁵, ROSA DOMÈNECH^{2,3} & JORDI MARTINELL^{2,3}

1) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla (US), Avda. Reina Mercedes 6, E-41012 Sevilla

fmuniz@us.es

2) Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), Martí Franquès s/n, E-08028 Barcelona.

zbelaustegui@ub.edu; rosa.domenech@ub.edu; jmartinell@ub.edu

3) IRBio (Institut de Recerca de la Biodiversitat), Universitat de Barcelona, Av. Diagonal 643, 08028 Barcelona.

4) Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), c/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

a.arribas@igme.es

5) Grupo Mineralogista Almeriense, c/ Ctra de Almería 14, 04240, Viator.

almeriagma@hotmail.com

INTRODUCCIÓN

Las estructuras de bioerosión suelen ser el producto de la combinación de tres parámetros interrelacionados: sustrato, productor y comportamiento (Gibert *et al.*, 2004). El resultado es la degradación o destrucción, de forma mecánica y/o química, de 'sustratos minerales duros' (*sensu* Gibert *et al.*, 2004) tanto

biogénicos (*i.e.* todo tipo de esqueletos de invertebrados y vertebrados) como inorgánicos (*i.e.* *hardgrounds* cementados, clastos y sustratos rocosos). En cuanto a los posibles productores, estas estructuras son el resultado de la actividad bioerosiva de una amplia gama de macro- y microorganismos (e.g. algas, cianobacterias, hongos, esponjas, ‘gusanos’, moluscos, briozoos, braquiópodos, crustáceos, equinodermos o vertebrados) con diferentes finalidades etológicas.

En particular y concentrados en la última década, los estudios sobre estructuras de bioerosión producidas en sustratos óseos están adquiriendo mayor relevancia en el campo de la icnología (ver Belaústegui *et al.*, 2012; Pirrone *et al.*, 2014; Höpner y Bertling, 2017 entre otros). Estos avances se tercian como importantes herramientas para abordar aspectos tafonómicos, paleoecológicos y paleoetológicos en el pasado geológico (Pirrone *et al.*, 2004 para referencias).

En este trabajo se dan a conocer nuevas estructuras de bioerosión posiblemente relacionadas con la actividad necrófaga de insectos pterigotos (Isoptera o Hymenoptera) identificadas en el hueso mandibular de un bóvido. Este material óseo, que es igualmente novedoso, fue recolectado en depósitos deltaicos siliciclásticos del Plioceno inferior (Zancliense/Rusciniense), en concreto dentro de la Unidad I del margen Norte de la Cuenca Almería-Níjar, Almería, SO España (Aguirre, 1998).

MATERIAL ESTUDIADO

Las estructuras de bioerosión estudiadas se observan principalmente en la cara lingual de un fragmento de la hemimandíbula izquierda de un bóvido juvenil que conserva DP/4, M/1 y un fragmento de germen de M/2. Este hueso corresponde a un gran bóvido de talla equiparable a la de individuos incluidos en los géneros *Parabos* (en discusión), *Alephis* o *Leptobos* (*Subfamilia Bovinae*). El gran desarrollo de las columnillas interlobulares (muy desarrolladas y verticalizadas), junto a la cronología Zancliense/Rusciniense estimada para el afloramiento (edad en la que todavía no se conoce registro en Europa de *Leptobos*) y a falta de que se clarifique la vigencia del género *Parabos*, nos hace estimar, con la necesaria prudencia, que este fósil podría pertenecer a un bovino del género *Alephis*.

El resto óseo mandibular fue hallado en sedimentos marinos deltaicos muy someros, en desconexión anatómica y junto a invertebrados marinos (bivalvos y gasterópodos) y dientes de seláceos, entre otros restos.

ICNOLOGÍA

Las estructuras observadas se agrupan en dos morfotipos principales:

(A) Rastro de pares de surcos paralelos, individuales o en grupos y aparentemente emparejados.

(B) Depresiones circulares a subcirculares con diámetro entre 1-2 mm, hemiesféricas a subcónicas en profundidad; pueden presentar surcos radiales (morfología estrellada).

Para la descripción de las estructuras de bioerosión se han seguido los trabajos de Pirrone *et al.*, (2014) y Höpner y Bertling (2017).

DISCUSIÓN

Las estructuras de bioerosión descritas, englobadas dentro de la clase etológica Pascichnia (o de pacer), habrían sido generadas en el hueso de forma ‘accidental’ (*sensu* Höpner y Bertling, 2017) durante la separación o intento de separación de los restos de carroña antes de su ingestión o transporte, y mediante la acción mecánica de las piezas bucales del productor.

La mandíbula aparece en sedimentos depositados en un ambiente marino, distinto aunque contemporáneo al de la tanatocenosis original. Su asociación con restos de organismos marinos configura entonces una tafocenosis de tipo exótico (ver De Renzi *et al.*, 1975 y referencias) causada por transporte del resto.

Todo ello permite plantear varios escenarios tafonómicos con respecto al ‘ambiente de la tafocenosis del bóvido *versus* el ambiente de producción de la bioerosión’. A su vez, esto condicionaría tanto la clasificación icnotaxonómica como la interpretación paleobiológica.

Después de la muerte y descomposición parcial del organismo en un ambiente continental, los escenarios tafonómicos serían los siguientes: 1) Interacción de insectos pterigotos en el mismo ambiente, generación de estructuras de tipo *Osteocallis* (morfotipo A) y de un posible nuevo icnotaxón

(morfotipo B), desarticulación del esqueleto y transporte-depósito final de la hemimandíbula en un ambiente de frente deltaico; 2) transporte y depósito de la hemimandíbula en ambiente marino de frente deltaico, interacción de gasterópodos y equínidos regulares con generación de estructuras de tipo *Radulichnus* (morfotipo A) y *Gnatichnus* (morfotipo B); 3) combinación de los escenarios 1 y 2 por una exposición tanto en medios continentales como marinos, con la producción primera del morfotipo B y después del A (*Radulichnus*)

En este sentido, y dados los caracteres morfológicos presentes en los dos morfotipos identificados, el escenario que se considera más factible sería el “1”, es decir, que después de la bioerosión del hueso por parte de insectos (probablemente termitas u hormigas) en un ambiente continental o de transición, éste habría sido transportado, depositado y finalmente enterrado en un ambiente marino de frente deltaico.

Referencias

- Aguirre, J. 1998. El Plioceno del SE de la Península Ibérica (provincia de Almería). Síntesis estratigráfica, sedimentaria, bioestratigráfica y paleogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**: 297–315.
- Belaústegui, Z., de Gibert, J., Domènech, R., Muñiz, F. & Martinell, J. 2012. Clavate borings in a Miocene cetacean skeleton from Tarragona (NE Spain) and the fossil record of marine bone bioerosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **323**: 68–74.
- De Renzi, M., Martinell, J. & Reguant, S. 1975. Bioestratigrafía, tafonomía y paleoecología. *Acta Geológica Hispánica*, **10**(2): 80-86.
- Gibert, J.M. de, Domènech, R. & Martinell, J. 2004. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. *Lethaia*, **37**: 429–437.
- Höpner, S. & Bertling, M. 2017. Holes in bones: Ichnotaxonomy of bone borings. *Ichnos*, 1-24. DOI: 10.1080/10420940.2017.1289937.
- Pirrone, C. A., Buatois, L. A. & Bromley, R. G. 2014. Ichnotaxobases for bioerosion trace fossils in bones. *Journal of Paleontology*, **88**: 195–203.

La primera dispersión humana en Europa occidental: ¿una colonización demorada?

PAUL PALMQVIST¹, GUILLERMO RODRÍGUEZ-GÓMEZ^{1,2}, M. PATROCINIO
ESPIGARES¹, SERGIO ROS-MONTOYA¹, ANTONIO GUERRA-MERCHÁN¹, JOSÉ
MANUEL GARCÍA-AGUILAR¹ & BIENVENIDO MARTÍNEZ-NAVARRO³

1) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga.
Campus de Teatinos. 29071 Málaga.

ppb@uma.es; mpespigares@uma.es, sergiorosm@gmail.com; antguerra@uma.es;
jmg.aguilas@uma.es

2) PACEA-UMR5199CNRS, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy St Hilaire, Bâtiment B18,
CS 50023, 33615 Pessac cedex, Francia.

guillerwilson@gmail.com

3) Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES). Campus Sescelades,
Edifici W3. 43007 Tarragona.

bienvenido.martinez@icrea.cat

La cronología de la dispersión humana inicial hacia Eurasia desde el continente africano y las edades de los primeros asentamientos europeos se han visto sometidas a intenso debate durante las últimas décadas. Así, la fecha más antigua confirmada de presencia humana fuera de África se encuentra en el yacimiento georgiano de Dmanisi, con una cronología estimada en torno a 1,8 Ma, a lo que se suma la datación en fechas similares de algunos restos de *Homo erectus* en Java, como el cráneo del niño de Mojokerto.

En cambio, las evidencias de presencia humana en Europa son sistemáticamente más jóvenes. Es el caso de los yacimientos de Barranco León-D (BL-D) y Fuente Nueva-3 (FN-3) en la cuenca de Baza (Granada), cuya cronología se sitúa en torno a 1,4-1,3 Ma. En ellos se han exhumado ingentes

asociaciones de industrias líticas olduvayenses, talladas en sílex y caliza, así como un molar deciduo que es el fósil humano más antiguo del continente (Toro *et al.*, 2013). Igualmente ocurre en los yacimientos burgaleses de la Sierra de Atapuerca, como Trinchera Dolina, cuya edad para el nivel TD-6 se sitúa en torno a 800 ka, donde se ha descrito la especie *Homo antecessor*, y Sima del Elefante, con una cronología anterior, 1,2 Ma. Otras localidades europeas del Pleistoceno inferior han suministrado también evidencias antiguas de presencia humana, algunas de ellas próximas a 1,4 Ma, como el Alto de las Picarazas en Valencia o Pirro Nord en el sur de Italia, o algo más recientes, entre 1,2 y 1,0 Ma, tales como Lézignan-La-Cèbe en Francia, la cueva de Kozarnika en Bulgaria y Happisburg en el Reino Unido, con cronologías similares a las de algunas localidades de Anatolia, como Dursunlu y Kocabaş (ver revisión en Palmqvist *et al.*, 2016).

Inferencias del modelo	Escenario	VM (1,6–1,5 Ma)	BL-D, FN-3 (1,4-1,3 Ma)
Biomasa total disponible (TAB, kcal/km ² /año)	m	584.030	410.904
	M	779.118	575.454
Densidad poblacional de carnívoros (individuos/km ²)	m	81	65
	M	100	76
Índice de competencia global (GCI)	m	0.39	0.58
	M	0.28	0.50

Tabla 1. Comparación de los valores estimados por Rodríguez-Gómez *et al.* (2016, 2017) en Venta Micena (VM) y en Barranco León (BL-D) y Fuente Nueva-3 (FN-3) de: (1) biomasa total de ungulados disponible al año (TAB), resultante de considerar una tasa de mortalidad máxima en los ejemplares juveniles (m) o en los adultos (M); (2) densidad de población de los consumidores secundarios (todas las especies de carnívoros) que podrían soportar ambos escenarios; y (3) valores del índice de competencia global (GCI-m y GCI-M; 0: mínimo, 1: máximo) entre las especies de carnívoros.

Así, el importante registro del yacimiento de Dmanisi, ubicado en el Cáucaso a las puertas de Europa, antecede en casi medio millón de años a la cronología de los asentamientos humanos más antiguos conocidos en el subcontinente europeo. La existencia de este desfase temporal abre la posibilidad de discutir si la demora en la colonización de Europa desde el Este pudo venir motivada por la existencia de condiciones ecológicas adversas o si, por el contrario, el retraso se debió a la existencia de barreras a dicha dispersión, como las cadenas montañosas y los grandes cursos fluviales que salpican la geografía europea, las cuales pudieron dificultar los movimientos de estas poblaciones.

Respecto a la primera posibilidad, conviene aclarar que los pobladores iniciales del continente euroasiático tenían características primitivas, similares a las de *Homo habilis*, según ha mostrado el excepcional registro fósil de Dmanisi, como un tamaño cerebral relativamente reducido, entre 550 y 750 cm³. Por otra parte, su acceso a los recursos cárnicos parece haber tenido lugar actuando más como carroñeros sistemáticos, en competencia con las hienas gigantes (*Pachycrocuta brevirostris*), que como cazadores primarios, según ha puesto de manifiesto el estudio de FN-3 (Espigares *et al.*, 2013). Por ello, la llegada de los primeros contingentes humanos al margen más occidental de Eurasia se podría haber visto retrasada si la composición de la fauna de grandes mamíferos implicaba niveles particularmente altos de competencia entre las especies de carnívoros en el acceso a la carne de los ungulados presa.

En un trabajo anterior (Rodríguez-Gómez *et al.*, 2016) se abordó el estudio demográfico de las comunidades de mamíferos identificadas en BL-D y FN-3, usando un modelo matemático que permite estimar la disponibilidad de recursos cárnicos aportados por los ungulados y la intensidad de la competencia entre las especies de carnívoros de cara a su consumo. Los resultados obtenidos indicaron que tanto estos últimos como los homínidos satisfacían casi la mitad de los recursos demandados en condiciones de densidad ecológica óptima, lo que permitió un asentamiento humano viable en la zona de Orce hace 1,4-1,3 Ma.

En este estudio (Rodríguez-Gómez *et al.*, 2017) se ha utilizado el mismo enfoque para caracterizar ecológicamente el yacimiento paleontológico de Venta Micena (VM), cuya cronología es unos 200 ka anterior a la de BL-D y FN-3, por lo que registra las condiciones ambientales y faunísticas previas a la llegada de las primeras poblaciones humanas a Europa occidental. Los resultados obtenidos indican que la abundancia de recursos disponibles para las especies de consumidores secundarios era un 25-30% mayor en VM que la estimada en

BL-D y FN-3, así como que el nivel de competencia por tales recursos entre los carnívoros era menor (**Tabla 1**). Esto sugiere que la demora en la colonización humana de Europa occidental no se puede explicar como debida a la exclusión competitiva por parte de los carnívoros. Por ello, se deben contemplar otro tipo de barreras a la dispersión, como las climáticas y ambientales, o las de naturaleza puramente geográfica.

Referencias

- Espigares, M.P., Martínez-Navarro, B., Palmqvist, P., Ros-Montoya, S., Toro, I., Agustí, J. & Sala, R. 2013. *Homo* vs. *Pachycrocuta*: Earliest evidence of competition for an elephant carcass between scavengers at Fuente Nueva-3 (Orce, Spain). *Quaternary International*, **295**: 113–125.
- Palmqvist, P., Duval, M., Diéguez, A., Ros-Montoya, S. & Espigares, M.P. 2016. On the fallacy of using orthogenetic models of rectilinear change in arvicolid teeth for estimating the age of the first human settlements in Western Europe. *Historical Biology*, **28**: 734–752.
- Rodríguez-Gómez, G., Palmqvist, P., Rodríguez, J., Mateos, A., Martín-González, J.A., Espigares, M.P., Ros-Montoya, S. & Martínez-Navarro, B. 2016. On the ecological context of the earliest human settlements in Europe: Resource availability and competition intensity in the carnivore guild of Barranco León-D and Fuente Nueva-3 (Orce, Baza Basin, SE Spain). *Quaternary Science Reviews*, **143**: 69–83.
- Rodríguez-Gómez, G., Palmqvist, P., Espigares, M.P., Ros-Montoya, S. & Martínez-Navarro, B. 2017. Resource availability and competition intensity in the carnivore guild of the Early Pleistocene site of Venta Micena (Orce, Baza Basin, SE Spain). *Quaternary Science Reviews*, **164**: 154–167.
- Toro, I., Martínez-Navarro, B., Agustí, J., Souday, C., Bermúdez de Castro, J.M., Martín-Torres, M., Fajardo, B., Duval, M., Falgueres, C., Oms, O., Parés, J.M., Anadón, P., Julià, R., García-Aguilar, J.M., Moigne, A.M., Espigares, M.P., Ros-Montoya, S. & Palmqvist, P. 2013. The oldest human remain in Europe, from Orce (Spain). *Journal of Human Evolution*, **65**: 1–9.

Pleistocene to Holocene paleoceanographic changes in the Mediterranean Sea recorded by Benthic Foraminifera and their geochemical signature

JOSÉ NOEL PÉREZ-ASENSIO¹, ISABEL CACHO¹, LEOPOLDO D. PENA¹, JAIME FRIGOLA¹, FRANCISCO J. SIERRO², EVA CALVO³, CARLES PELEJERO^{3,4}, HELENA CHECA¹, ALESSANDRA ASIOLI⁵, JANNIS KUHLMANN⁶ & KATRIN HUHN⁶

1) GRC Geociències Marines, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Carrer Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.

jn.perezasensio@ub.edu; icacho@ub.edu; lpenna@ub.edu; jfrigola@ub.edu; aneleh_checa@hotmail.com

2) Department of Geology, University of Salamanca, 37008 Salamanca .

sierro@usal.es

3) Institut de Ciències del Mar, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Passeig Marítim de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona.

ecalvo@icm.csic.es

4) Institució Catalana de Recerca i Estudis Avançats (ICREA), 08010 Barcelona.

carles.pelejero@icrea.cat

5) CNR-ISMAR, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Scienze Marine, Sede Bologna, 40129, Bologna.

alessandra.asioli@bo.ismar.cnr.it

6) MARUM-Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Bremen.

jkuhlmann@marum.de; khuhn@marum.de

Benthic foraminifera are a powerful proxy in paleoceanographic studies since they are sensitive to oceanographic parameters such as sea level, bottom-water ventilation and organic fluxes (Jorissen *et al.*, 2007). Furthermore, water mass

properties including temperature, salinity and nutrient content are recorded in their carbonate shells (Cacho *et al.*, 2006). Consequently, the combination of micropaleontological and geochemical analyses on benthic foraminifera offers great potential to unravel past changes in ocean circulation and their relationship with climate oscillations. Here we present two examples of paleoceanographic reconstructions of Pleistocene to Holocene Mediterranean sediments using micropaleontological proxies: benthic foraminiferal assemblages, microhabitats, and oxygen index; and geochemical proxies: Mg/Ca-deep water temperatures (DWT), Cd/Ca, O and C stable isotopes.

The first example focuses on the Mediterranean Sea response to the Mid Pleistocene Transition (MPT, 1250–700 ka) (Clark *et al.*, 2006), a period with major climatic and oceanographic reorganizations such as weakened global thermohaline circulation and decline in atmospheric CO₂ (Hönisch *et al.*, 2009; Pena & Goldstein, 2014). For this purpose, we use micropaleontological (benthic foraminifera) and planktonic geochemical data from marine sediments across the MPT in core MD81-LC07 (488 m water depth), located in the Strait of Sicily, under the direct influence of the Levantine Intermediate Water (LIW). Benthic foraminiferal faunas and planktonic oxygen stable isotope data from core LC07 show a major glaciation from Marine Isotope Stage (MIS) 23 to 22, which point towards a significant sea-level drop as indicated by the decreasing oceanicity index (planktonic/benthic ratio) and rising percentages of shallow-water transported benthic foraminifera. The combined effect of a lowering in sea-level and glacial conditions would have enhanced the intermediate current (LIW) flowing through the Strait of Sicily. Nonetheless, a decrease in the benthic oxygen index (Schmiedl *et al.*, 2003) and high-oxygen taxa, such as *Trifarina angulosa* and *Globocassidulina subglobosa*, indicate an important bottom-water ventilation drop at MIS 22. This is also supported by the highest abundance of deep infaunal taxa and a grain-size decrease. Weak bottom currents through the Strait of Sicily during one of the most intense glacial periods across the MPT might be related either to a lateral change of the main current flow at the Strait of Sicily or to a significant decrease of LIW formation in the eastern Mediterranean Sea.

The second example investigates deep and intermediate water circulation changes forced by rapid climate variability in the western Mediterranean Sea from the Last Glacial Maximum (LGM) to the Holocene. In this period, a strong decrease in bottom-water circulation promoted the deposition of the last Organic Rich Layer (ORL) in the westernmost Mediterranean Sea (Rogerson *et al.*,

2008). We introduce new data from marine sediment core HER-GC-UB6 (946 m water depth, Alboran Sea), whose location is, at present, bathed by deep Western Mediterranean Deep Water (WMDW) but relatively close to the boundary with the overlaying intermediate LIW. Benthic foraminifera and their geochemical signature testifies that climate oscillations controlled Mediterranean thermohaline circulation and organic matter accumulation from the LGM to the Holocene. The LGM and Heinrich Stadial 1 were characterized by the highest deep ventilation and cold Mg/Ca-deep water temperatures (DWT) suggesting strong WMDW formation during cold and arid intervals. During the Bølling-Allerød and Younger Dryas (YD), DWT remained cold but the benthic foraminiferal assemblage indicates the lowest ventilation coinciding with the deposition of the earlier part of the ORL. This can be interpreted as an interval of weak WMDW current favoring the accumulation and preservation of organic matter on the sea floor. The later part of the ORL during the early Holocene (11.7–8.9 ka) marks an improvement in ventilation at intermediate depths coinciding with a rise in DWT and nutrients likely associated with the appearance of a new intermediate water mass of similar properties than the LIW. Along the middle Holocene, oxygen levels and temperatures remained relatively high and displayed high-frequency variability. Finally, enhanced oxygenation and DWT stabilized at colder values during the late Holocene point towards a prevailing WMDW influence.

Micropaleontological analyses based on benthic foraminifera provide a large amount of information on environmental and oceanographic conditions, contributing significantly to paleoceanographic studies. Moreover, benthic foraminiferal data are complementary and comparable with geochemical or sedimentological proxies that are commonly used in paleoceanography. There is a clear benefit in paleoceanographic research from the integration of views from micropaleontologists and geoscientists from other fields including geochemists, sedimentologists and marine geologists.

Referencias

- Cacho, I., Shackleton, N.J., Elderfield, H., Sierro, F.J. & Grimalt, J.O. 2006. Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 3294–3311.

- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G. & Roy, M. 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 3150–3184.
- Hönlisch, B., Hemming, N.G., Archer, D., Siddall, M. & McManus, J.F. 2009. Atmospheric carbon dioxide concentration across the mid-Pleistocene transition. *Science*, **324**: 1551–1554.
- Jorissen, F.J., Fontanier, C. & Ellen, T. 2007. Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: *Developments in Marine Geology, Vol. 1*. (eds. Hillaire-Marcel, C. & De Vernal, A.). Elsevier, Amsterdam. 263–325.
- Pena, L.D. & Goldstein, S.L. 2014. Thermohaline circulation crisis and impacts during the mid-Pleistocene transition. *Science*, **345**: 318–322.
- Rogerson, M., Cacho, I., Jiménez-Espejo, F., Reguera, M.I., Sierro, F.J., Martínez-Ruiz, F., Frigola, J. & Canals, M. 2008. A dynamic explanation for the origin of the western Mediterranean organic-rich layers. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: Q07U01. <http://dx.doi.org/10.1029/2007gc001936>.
- Schmiedl, G., Mitsuhele, A., Beck, S., Emeis, K.-C., Hemleben, C., Schulz, H., Sperling, M. & Weldeab, S. 2003. Benthic foraminiferal record of ecosystem variability in the eastern Mediterranean Sea during times of sapropel S5 and S6 deposition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**: 139–164.

Sobre la complejidad sutural en ammonoideos planoespirales del Cretácico: mayor complejidad no es mayor especialización

JUAN ANTONIO PÉREZ-CLAROS

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga.
Campus de Teatinos. 29071 Málaga.

johnny@uma.es

La interpretación de muchos aspectos de la paleobiología de los ammonoideos está sin duda condicionada por la ausencia de representantes actuales del grupo. Una de las cuestiones más enigmáticas de los mismos es el papel de la complejidad periférica de sus septos. Dicha complejidad, estimada mediante la dimensión fractal de las suturas, fue aumentando desde la aparición del grupo en el Devónico hasta aproximadamente el comienzo del Triásico, tras lo cual se mantuvo en valores medios altos durante el resto del Mesozoico (Boyajian y Lutz, 1992). Sin embargo, a pesar de que durante el Cretácico no se observa ninguna tendencia hacia un aumento de la complejidad, aquellos ammonoideos planoespirales con menor complejidad sutural presentan rangos estratigráficos más reducidos, lo cual apunta a que son formas más especializadas (Pérez-Claros y Bengtson, 2017). Aquí presentamos que dicha relación también se mantiene a nivel de superfamilia ($r = 0.551$, $p = 0.05$). Además, se observa que en aquellos casos donde las diferencias en complejidad sutural entre parejas de superfamilias antecesora-descendiente resultaron significativas (11 casos de 12), se aprecia una disminución del valor de dimensión fractal (8 casos de 11, $\chi^2 = 6.53$, $0.02 < p < 0.01$), la cual se acompaña con la disminución correspondiente en rango estratigráfico.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las ayudas obtenidas de la Universidad de Málaga a través del Campus de Excelencia Internacional Andalucía Tech.

Referencias

- Boyajian, G. & Lutz, T. 1992. Evolution of biological complexity and its relation to taxonomic longevity in the Ammonoidea. *Geology* **20**: 983–986.
- Pérez-Claros, J. A. & Bengtson, P. 2017. Evolution of complexity and natural selection: Suture complexity and its relation to taxonomic longevity in Cretaceous ammonoids. *Cretaceous Research* in press.<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.02.008>

Homo naledi, un homínido descontextualizado ¿en edad o en morfología?

JUAN ANTONIO PÉREZ-CLAROS & PAUL PALMQVIST

Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga.
Campus de Teatinos. 29071 Málaga.

johnny@uma.es; ppb@uma.es

La publicación en 2015 de *Homo naledi* causó un gran revuelo en la comunidad paleoantropológica, no sólo por el interés intrínseco que supone la descripción de una nueva especie humana extinta, sino también por las características únicas del taxón y del contexto tafonómico del yacimiento donde se exhumaron los restos (Rising Star cave system, Sudáfrica; Dinaledi and Lesedi chambers).

La nueva especie, de dimensiones corporales reducidas (144,5-147,8 cm, 39,7-55,8 kg) y un volumen cerebral exiguo (560-610 cm³), ligeramente superior al de un australopiteco (Berger *et al.*, 2015; Hawks *et al.*, 2017), presenta manos y muñecas adaptadas a la manipulación de objetos, como en los humanos modernos y neandertales, aunque sus falanges son más largas y curvadas que las de los australopitecos. Por otro lado, pese a que sus extremidades inferiores son similares a las de los humanos modernos, algunas características del postcráneo, en especial del esqueleto axial, recuerdan a las de los australopitecos, mientras que su anatomía craneana es similar a la de un “habilino” típico de cronologías entre 1,5 y 2 Ma.

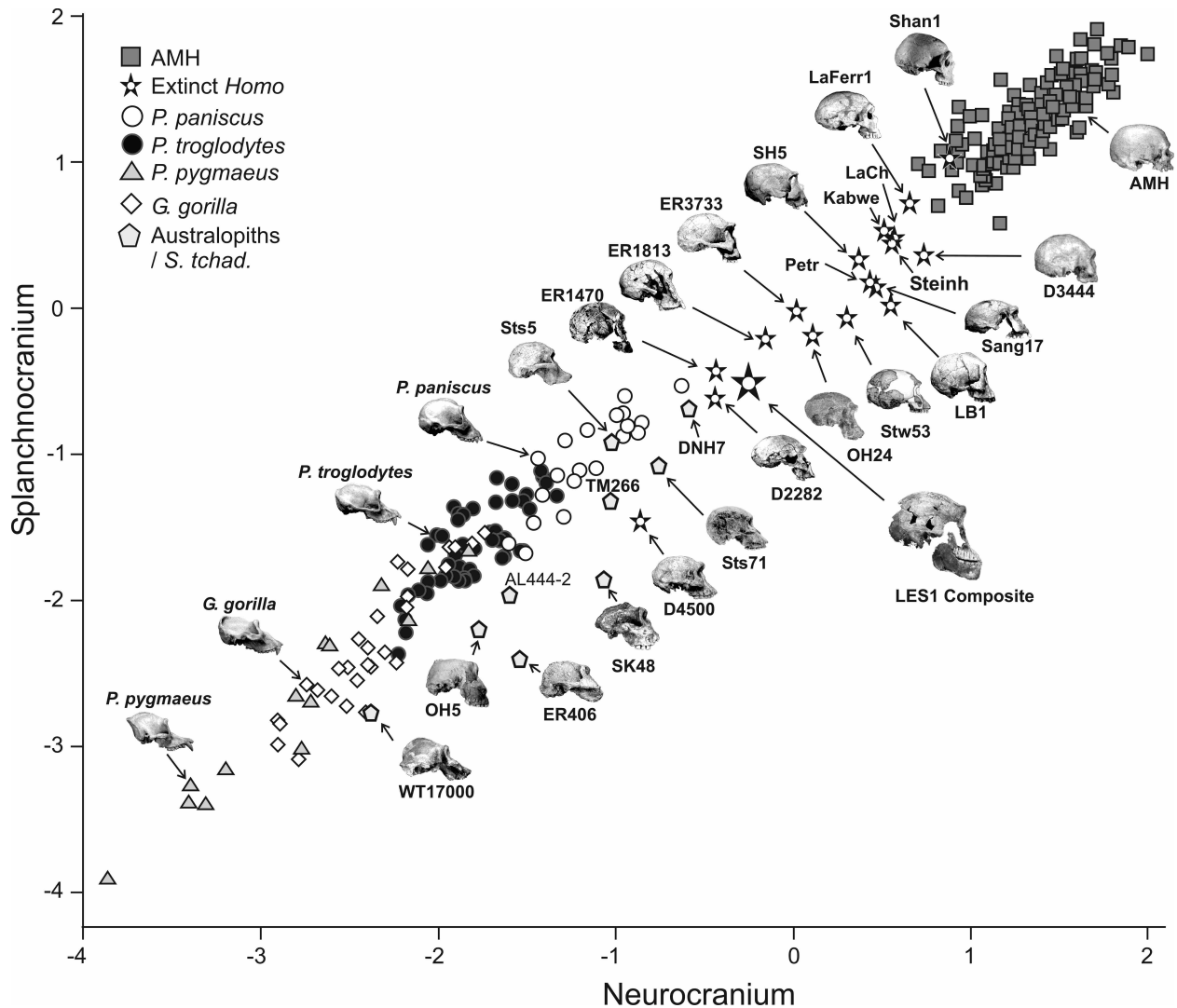


Figura 1. Análisis de dos bloques de regresiones parciales mínimo cuadráticas entre las tres variables métricas del neurocráneo y las tres del esplanocráneo para distintas especies de homínidos actuales y extintos.

Inicialmente no fue posible datar los restos de este taxón. Como es bien sabido, los depósitos cársticos pueden presentar grandes problemas a la hora de ser datados y, en este caso, la situación es incluso más complicada, pues aún estando representado por más de 1500 restos de al menos 15 individuos, *H. naledi* es la única especie que compone la tafocenosis. Recientemente se ha publicado una datación del yacimiento en 0,236–0,335 Ma, obtenida mediante

TL/U-Th y U-series/ESR por dos laboratorios independientes (Dirks *et al.*, 2017). Además, se ha descrito un nuevo cráneo relativamente completo (Hawks *et al.*, 2017), lo que nos ha permitido obtener las seis variables craneométricas necesarias para incluir la especie en nuestros análisis de integración morfológica entre el neurocráneo y el esplacnocráneo en homínidos, siguiendo la metodología de *Partial Least Squares* (ver detalles en Pérez-Claros *et al.*, 2015).

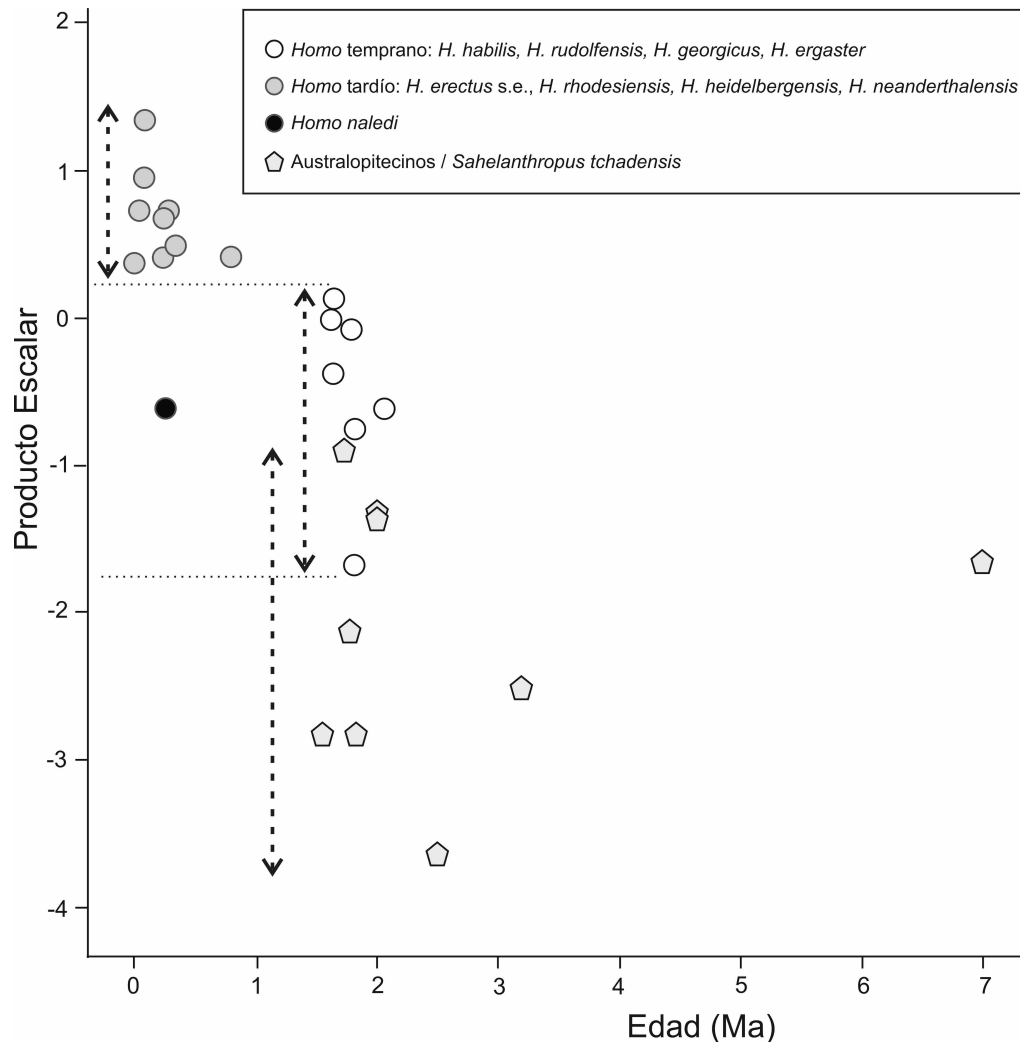


Figura 2. Proyección perpendicular de las formas fósiles sobre la recta presentada en la Fig. 1 respecto a la edad de los fósiles analizados. Obsérvese la posición de *H. naledi*, que aún manifestando una condición típica de los “habilinos”, muestra una cronología >1 Ma más reciente.

Como era esperable, la nueva especie se proyecta dentro de la región del morfoespacio ocupada por los “habilinos”, localizándose próxima a *Homo*

rudolfensis, *Homo habilis* y *Homo georgicus* (**Fig. 1**). Por otro lado, dado que la relación entre las dimensiones de ambos complejos craneanos presenta un correlación significativa con la edad de los especímenes, en especial en el caso del género *Homo* ($r = -0,73$; $p < 8,9 \cdot 10^{-4}$), se ha procedido a situar a *H. naledi* en este marco (**Fig. 2**). La situación resultante es clara, pues este taxón viene a romper el esquema previo, al exhibir una relación entre ambos complejos no mostrada por homínidos de $<1,5$ Ma.

Quizás sea esta relación entre forma y edad la razón del por qué algunos autores han sucumbido a la tentación de "datar biométricamente" estos fósiles en 0,912 Ma, usando un enfoque rectilinearista (ortogenético) de la evolución (Dembo *et al.*, 2016). Por otro lado, el contenido en fósiles, caracterizados obviamente por su morfología, es la clave de la bioestratigrafía. ¿Ilustra, pues, este trabajo el ya famoso dicho de "si esto es Bélgica, entonces debe ser martes" (Palmqvist *et al.* 2016) o el problema está en la datación de la nueva especie?

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las ayudas obtenidas de la Universidad de Málaga a través del Campus de Excelencia Internacional Andalucía Tech.

Referencias

- Berger, L.R., Hawks, J., de Ruiter, D.J. *et al.*, 2015. *Homo naledi*, a new species of the genus *Homo* from the Dinaledi Chamber, South Africa. *eLife*, **4**: e09560.
- Dirks, P.H.G.M., Roberts, E.M., Hilbert-Wolf, H. *et al.* 2017. The age of *Homo naledi* and associated sediments in the Rising Star Cave, South Africa. *eLife*, **6**: e24231.
- Hawks, J., Elliott, M., Schmid, P. *et al.* 2017. New fossil remains of *Homo naledi* from the Lesedi Chamber, South Africa. *eLife*, **6**: e24232.
- Kivell, T.L., Deane, A.S., Tocheri, M.W. *et al.* 2015. The hand of *Homo naledi*. *Nature Communications*, **6**: 8431.
- Palmqvist, P., Duval, M., Diéguez, A., Ros-Montoya, S. & Espigares, M.P. 2016. On the fallacy of using orthogenetic models of rectilinear change in arvicolid teeth for estimating the age of the first human settlements in Western Europe. *Historical Biology*, **28**: 734–752.
- Pérez-Claros, J.A., Jiménez-Arenas, J.M. & Palmqvist, P. 2015. Neurocranium versus face: A morphometric approach with classical anthropometric variables for characterizing patterns of cranial integration in extant hominoids and extinct hominins. *PloS ONE*, **10**: e0131055.

Evaluación de la eficacia de Paraloid B-72 y Nanorestore en la consolidación de fósiles carbonatados

José POZO CANALES

Departamento de biopaleontología, Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico. Camino de los Descubrimientos, 41092 Sevilla.

josepcdj5555@hotmail.com

El Patrimonio Paleontológico está compuesto principalmente por los yacimientos paleontológicos y por los registros fósiles hallados en los mismos. El registro fósil es un indicador fundamental para descubrir la verdad sobre la vida del pasado, por lo que resulta imprescindible favorecer la correcta conservación de su naturaleza original.

Para garantizar una correcta preservación de la identidad original del fósil es necesario establecer un protocolo de conservación donde se proponen los criterios de actuación más idóneos. Antes de diseñar cualquier metodología de conservación, se deben estudiar dos factores esenciales; el tamaño (macrofauna o microfauna) y el grado de mineralización de los fósiles. En este caso, la investigación se centró en la conservación de los fósiles carbonatados.

Con el fin de esclarecer que productos son los más inocuos para la conservación del fósil en este trabajo se han realizado dos ensayos. Como muestras de estudio se han tomado múltiples fragmentos fósiles pertenecientes al esplacnocráneo, al maxilar superior y a los molares de un *Palaeoloxodon antiquus*, con distintas características morfológicas.

En el primer ensayo se ha examinado la capacidad de penetración de algunos consolidantes como el Paraloid B-72®, el Nanorestore® y el Estel 1000®.

A partir de este primer ensayo se determinó como mejor consolidante al Nanorestore®, mientras que el Paraloid B-72® se limitaba únicamente como un adhesivo. A partir de estas conclusiones, se continuó con un segundo ensayo donde se plantearon nuevas formas de aplicación para estos dos productos con la finalidad de mejorar algunas de sus cualidades. Para el caso del Paraloid B-72® se ha creado un nuevo formato donde se limita su capacidad de penetración y se favorece una mejor reversibilidad. Mientras que en el caso del Nanorestore® se ha potenciado su capacidad adhesiva al combinarlo con el adhesivo Adper™ Single Bond 2.

Con los datos obtenidos a partir de estos ensayos, ha sido posible conseguir el objetivo principal de esta investigación; la elaboración de un protocolo de conservación que garantiza una mayor estabilidad entre materiales y métodos. En dicho protocolo se pueden diferenciar dos metodologías de conservación, planteadas para dos circunstancias distintas: el trabajo de campo (*in situ*) y el estudio en el laboratorio. En ambas metodologías se otorga una mayor prioridad a los métodos de adhesión frente a los métodos de consolidación, debido a su escasa interacción con el material a tratar, favoreciendo así un mayor respeto a la identidad original del material a conservar.

Microfossil assemblages and trace fossils analyses as a tool for interpreting sedimentary sequences during the Aptian, Early Cretaceous (Betic Cordillera, South Spain)

MATÍAS REOLID¹, LUIS M. NIETO¹, FRANCISCO J. RODRÍGUEZ-TOVAR², JOSÉ M. CASTRO¹, JOSÉ M. MOLINA¹ & PEDRO A. RUIZ-ORTIZ¹

1) Departamento de Geología y CEACTierra, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén.

mreolid@ujaen.es; lmnieto@ujaen.es; jmcastro@ujaen.es; jmmolina@ujaen.es; paruiz@ujaen.es

2) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18002 Granada.

fjrtovar@ugr.es

We study a cyclic stratigraphic succession of shallow platform carbonates of middle-late Aptian age, which belongs to the so-called Prebetic of Jaén, representing the westernmost parts of the Prebetic platform. This succession is included in the third depositional sequence (tectonosedimentary sequence K4, Vilas *et al.*, 2004) defined in the regressive part of the second order transgressive-regressive cycle. The aim of this paper is the characterization of the elementary sequences conforming the succession, from a detailed integrative analysis of sedimentological features, microfacies and trace fossils, in order to establish the sedimentary evolution of the platform developed in the Sierra de Bedmar-Jódar Unit in the context of the Southern Iberian Palaeomargin.

The studied section has been dated by the presence of the foraminifera *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* that ranges from the upper Aptian to the base of upper Albian. The presence of other upper Aptian taxa (*Palorbitolina lenticularis*,

Simplorbitolina sp. and *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *subconcava*) in beds located upsection of the studied interval permits the adscription of the studied materials to early late Aptian.

Four lithofacies associations and twelve microfacies-types have been recognized in the studied upper Aptian section. The lithofacies associations 1 (three types of marls and marly limestone with mudstone texture) and 2 (four types of limestones with wackestone texture) belong to a shallow lagoon environment. This environment is characterized by the presence of the rudist *Mathesia darderi*, gastropods and corals, as well as microfossil assemblages represented by foraminifera (mainly *Quinqueloculina* followed by *Trochammina*, *Sabaudia*, *Ammobaculites*, *Lenticulina*, *Flabellammina*, *Glomospira*, *Charentia*, *Textularia*, *Choffatella* and fragments of orbitolinids), ostracods (*Paracypris*, *Platycythereis*, *Asciocythere* and *Bythocypris*), oögonia and utricles of charophyta (*Atopochara*), dasyclad green algae (*Salpingoporella*) and *Cayeuxia*.

The lagoon environment is bordered by calcarenite bars, represented by lithofacies associations 3 (three types of limestones with packstone textures) and 4 (two kinds of limestones with grainstone texture). The microfossil assemblage of these lithofacies is represented by benthic foraminifera (mainly orbitolinids and secondarily *Quinqueloculina*, *Trochammina*, *Glomospira*, *Textularia*, *Bolivina* and *Lenticulina*), ostracods (*Platycythereis*) and dasyclad green algae (*Salpingoporella*).

In the lagoon facies, the predominance of mud-rich lithologies with oligotrophic fauna as well as the low diversity of the foraminiferal assemblage, indicate a restricted water circulation with low energy and the significant influence of emerged areas. These facies were developed in subtidal conditions but the presence of mud cracks, fenestrae and surfaces with dense bioturbation indicate syngedimentary cementation typical of shallowest environments, as intertidal or supratidal. These features are congruent with relative sea level drop that could be controlled by tectonic as can be deduced by the presence of palaeofractures in some of these materials.

The calcarenite bars were bounding and separating the lagoon from the open platform environments. These calcarenite bars were affected by the relative sea level changes, as revealed by the development of firmground, hardground or rockground in the top of some of these levels. Then, the presence of palaeofaults shows the importance of the tectonic in the environment and facies evolution.

The lower part of the section is dominated by ichnofossil assemblages composed almost exclusively by *Thalassinoides*, while in the upper part a more diverse trace fossil assemblage is recognized: *Thalassinoides*, *Arenicolites*, *Diplocraterion*, *Trypanites*, *Gastrochaenolites* and *Circolites*. The near exclusive presence of *Thalassinoides* is indicative of firmground conditions, while evolution from firmground (*Thalassinoides* or *Thalassinoides* + *Arenicolites*) to hardground (*Gastrochaenolites* + *Trypanites* or *Arenicolites* + *Diplocraterion*), and then rockground (*Circolites* + *Gastrochaenolites* + *Trypanites*), can be interpreted based on trace fossil assemblage composition.

Four types of shallowing elementary sequences have been differentiated according to the type of lithofacies and microfacies, the trace fossils and the evolution of the substrate consistency. All the sequences show at the base a first bed representing lagoon environment and over this an interval with calcarenite bar facies. Two important factor that controlled the evolution of these sequences were the carbonate production and, consequently, the carbonate sedimentation rate, and the tectonic. The shallowing upwards elementary sequence in this part of the platform results from retrogradation of the different facies belts during transgressive cycles. The subtidal lagoon environment stratigraphically changes to more distal facies represented by calcarenite bars developed in intertidal or supratidal (firmground, hardground or rockground) environments. Shallowing upwards elementary sequences resulted then from transgressive cycles and facies retrogradation.

Referencias

- Vilas, L., Castro, J.M., Martín-Chivelet, J., Company, M., Ruiz-Ortiz, P.A., Arias, C., Chacón, B., de Gea, G.A. & Estévez, A., 2004. *El Prebético del sector Oriental*. In: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. SGE-IGM, Madrid, 361–363

Test-size changes in Foraminifera during the T-OAE in the Peniche section (Lusitanian Basin)

PATRICIA RITA¹, MATÍAS REOLID² & LUIS VITOR DUARTE³

1) GeoZentrum Nordbayern. Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg,
Loewenichstr. 28, 91054 Erlangen, Germany.

patricia.rita@fau.de

2) Departamento de Geología y CEACTierra, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén.

mreolid@ujaen.es

3) Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra and MARE – Centro de Ciências do Mar e do Ambiente. 3030-194 Coimbra, Portugal

lduarte@dct.uc.pt

The Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) is a global episode known by its palaeoenvironmental perturbations and their impact on marine ecosystems. This work aims to contribute to the analysis of this episode through its effects on foraminiferal test-sizes in the Peniche section.

We studied the size of the foraminiferal tests recovered from 39 samples. The ecostratigraphic and palaeoecological analysis of the benthic foraminiferal assemblages allowed the interpretation of the biotic crisis and the consequent recovery from the T-OAE in the Lusitanian Basin (see Rita *et al.*, 2016). A diverse foraminiferal assemblage from the uppermost Pliensbachian (Emaciatum Zone) reveals the presence of a stable benthic environment, with a good oxygenation degree and nutrient availability. Levisoni Zone (Lower Toarcian), on the other hand, records a biotic crisis phase indicated mainly by the foraminiferal life-style, the decreasing diversity and the proliferation of opportunist forms, corresponding to the beginning of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ negative excursion (Hesselbo *et al.*, 2007).

Hostile conditions are identified by the record of a barren interval for foraminifera, coincident with the highest values of total organic carbon. After this interval, stable environmental conditions regarding the oxygenation and the nutrient availability allowed the foraminiferal fauna to recover.

Despite some fluctuations, foraminiferal abundance increases dramatically in the fine fraction during the Pliensbachian/Toarcian boundary, mainly *Ophthalmidium* and *Lingulina*. In general, test-size values are lower in the Levisoni Zone ($\approx 150 \mu\text{m}$) in comparison with Emaciatum and Polymorphum zones (ranging between 200-300 μm). During the recovery interval, the test-size dimensions return to the initial values ($\approx 300 \mu\text{m}$).

Opportunistic forms (*Reinholdella* and *Eoguttulina* $\approx 150 \mu\text{m}$), in contrast with the specialists (*Marginulina* and *Astacolus* $\approx 200\text{-}300 \mu\text{m}$), usually record smaller tests. Nonetheless, *Lenticulina* (opportunist) adopts sizes around 300 μm , and *Lingulina* (specialist form) is always found with small dimensions.

Comparing foraminiferal test-size with absolute abundance values, a trend can be recognized: the lowest absolute abundance values correspond to the highest values of test-size, namely in *Lingulina*, *Astacolus* and *Eoguttulina*. This trend is remarkable concerning to *Lingulina* and *Eoguttulina* since they assume maximum sizes immediately before their abundance peaks, where the tests are smaller.

The bloom of *Lingulina* and *Ophthalmidium* in the fine fraction during the Pliensbachian/Toarcian boundary indicate stressing environmental conditions. Regarding to *Ophthalmidium*, usually an indicator of a not very deep and oxygenated environment, it is noteworthy that in adverse conditions they can proliferate and adopt small sizes (Reolid *et al.*, 2013). *Reinholdella*, another opportunistic form, also proliferates in the lower part of Levisoni Zone during the beginning of the T-OAE, being mainly reported in the fine fraction. This strategy, which enable them to be successful in more or less confined environments, is known as the Lilliput Effect (Urbanek, 1993; Twitchett, 2007; Song *et al.*, 2011), representing a temporary size decrease within the surviving species under unfavorable conditions (Urbanek, 1993). According to Twitchett (2007), suboptimal environmental conditions may lead to slow growth rates and stunting, or promote heterochronic changes, such as an earlier onset of maturity (progenesis). Without significant competition, *Reinholdella* is able to breed and quickly increase its population.

The maximum test size assumed by *Lingulina* and *Eoguttulina* (and less evident for *Lenticulina*) immediately before their abundance peaks and the minimum size observed during the blooms are indicators of the Lilliput effect (Urbanek, 1993). According to this, an opportunist behavior may be inferred for *Lingulina* as well, being this taxon already associated with oxygen deficient environments by Bartolini *et al.* (1992).

References

- Bartolini, A., Nocchi, M., Baldanza, A. & Parisi, G. 1992. Benthic life during the Early Toarcian Anoxic Event in the Southwestern Tethyan Umbria-Marche Basin, Central Italy. *Studies in Benthic Foraminifera*, Benthos '90, Tokai University Press, 323–338.
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V. & Oliveira, L.C.V. 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters* **253**: 455–470.
- Rita, P., Reolid, M. & Duarte, L.V. 2016. Benthic foraminiferal assemblages record major environmental perturbations during the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval in the Peniche GSSP, Portugal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **454**: 267–281.
- Song, H.J., Tong, J.N. & Chen, Z.Q. 2011. Evolutionary dynamics of the Permian-Triassic foraminifer size: evidence for Lilliput effect in the end-Permian mass extinction and its aftermath. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **308**: 98–110.
- Twitchett, R.J. 2007. The Lilliput effect in the aftermath of the end-Permian extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **252**: 132–144.
- Urbanek, A. 1993. Biotic crisis in the history of upper Silurian graptoloids: a palaeobiological model. *Historical Biology* **7**: 29–50.

Asociación de corales del Viseense inferior de Ba Mussa (Cuenca de Azrou-Khenifra, Marruecos)

SERGIO RODRÍGUEZ ^{1,2}, IAN D. SOMERVILLE ⁴, PEDRO CÓZAR ², ISMAEL
CORONADO ¹ & ISMAIL SAID ³

1) Dpto.de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, c/José Antonio Novais, 12,
28040-Madrid.

sergrodr@geo.ucm.es; icoronado@ucm.es

2) Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), c/ José Antonio Novais 12, 28040-Madrid.

p.cozar@igeo.csic-ucm.es

3) Division du Patrimoine Géologique (DPG), Direction du Développement Minier (DDM),
Ministère de l'Énergie, des Mines, de l'Eau et de l'Environnement, Rue Abou Marouane
Essadi BP: Rabat Instituts 6208 - Haut Agdal, Rabat, Marocco.

ismsaid@gmx.fr

4) UCD School of Geological Sciences, University College Dublin, Belfield, Dublin 4, Ireland.

ian.somerville@ucd.ie

En la Meseta marroquí las rocas del Misisípico han sido estudiadas y descritas por autores franceses desde el comienzo el siglo XX (Termier, 1936, Gigout, 1951, etc.). Las sucesiones estratigráficas son muy diferentes en la región occidental y en la zona oriental de la meseta (Michard *et al.* 2010). En la región occidental corresponden a sedimentos de plataforma profunda con influencia deltaica y parecen ser bastante continuas desde el Devónico al Serpujoviense (Michard *et al.*, 2010). Sin embargo, en la zona oriental (Cuenca de Azrou-Khenifra) la sedimentación se produce en un medio más complejo. Se trata de plataformas someras compartimentadas por movimientos tectónicos de bloques y en un contexto de transgresiones y regresiones marinas (Beauchamp & Izart, 1987).

Se considera habitualmente que el comienzo de la sedimentación en la región de Khenifra (zona sur de la Cuenca Azrou-Khenifra) tuvo lugar en el Viseense superior (Beauchamp & Izart, 1987; Said *et al.*, 2013). Pero Huvelin y Mamet (1997) citaron dos transgresiones del Viseense inferior y medio, basándose en dataciones con foraminíferos. La datación del Viseense inferior se localiza “al norte de Ba Moussa”, pero el punto de muestreo queda poco definido en el mapa de localización (Huvelin & Mamet, 1997; fig. 2)

Investigaciones recientes en las sucesiones rítmicas al oeste de Ba Moussa permitieron la localización de dos niveles calcáreos que han proporcionado una asociación de corales rugosos relativamente abundante, pero poco diversa. Se trata de calizas bioclásticas con disposición caótica de bioclastos de tamaño grande (hasta 15 cm de diámetro) que muestran fragmentación parcial. Muchos corales están casi completos, con pérdida tan sólo del ápice y con cálices frecuentemente aplastados. En otros casos, solo son fragmentos en los cuales la identificación específica e incluso genérica no es posible. El depósito puede ser considerado como una turbidita proximal. Se han muestreado 50 ejemplares de los cuales sólo 38 han sido identificados. La asociación se compone de *Siphonophyllia* sp., *Sychnoelasma urbanowitschi* (Stuckenberg, 1895), *Cravenia lamellata* Howell, 1938, *Cravenia tela* Hudson, 1928, *Cravenia rhytoides* Hudson, 1928, *Michelinia megastoma* Phillips, 1836 y *Syringopora* sp. Los ejemplares más frecuentes pertenecen a los géneros *Siphonophyllia* (20) and *Michelinia* (7).

La asociación claramente indica una edad más antigua de lo esperado en el área y confirma el dato de Huvelin & Mamet (1997). Es una asociación típica del Viseense inferior, comparable a otras de esa edad descritas en Reino Unido (Somerville *et al.* 1986), Bélgica (Denayer *et al.*, 2011) o Francia (Vuillemin, 1990). La asociación de foraminíferos, aunque relativamente pobre, confirma esta datación.

Referencias

- Beauchamp, J. & Izart A., 1987. Early Carboniferous basins of the Atlas–Meseta domain (Morocco); sedimentary model and geodynamic evolution. *Geology*, **15**(9): 797–800.
- Denayer, J., Poty, E. & Aretz, M. 2011. Uppermost Devonian and Dinantian rugose corals from Southern Belgium and surrounding areas. In: Aretz, M. & Poty, E. (Eds.) - Field Guides 11th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège 2011. *Kolner Forum von Geologie und Paleontologie*, **20**: 151–201.

- Gigout, M. 1951. Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière pays de Casablanca, entre Mazagan et Safi). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, **86**: 1–507.
- Huvelin, P. & Mamet, B. 1997. Transgressions, faulting and redeposition phenomenon during the Visean in the Khenifra area, western Moroccan Meseta. *Journal of African Earth Sciences*, **25**(3): 393–399.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Rjimati, E.C. & Saddiqi, O. 2010. The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics*, **492**: 1–24.
- Said, I., Somerville, I.D., Rodríguez, S. & Cózar, P. 2013. Mississippian coral assemblages from the Khenifra area, Central Morocco: biostratigraphy, biofacies, palaeoecology and palaeobiogeography. *Gondwana Research*, **23**: 367–379.
- Somerville, I. D., Mitchell, M., & Strank A. R. E. 1986. An Arundian fauna from the Dyserth area, North Wales and its correlation within the British Isles. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **46**(1): 57–75.
- Termier, H. 1936. Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas meridional; t. 1: Les terrains primaires et le Permo-Trias. *Notes et Mémoires du Service des Mines et Carte géologique du Maroc*, **33**: 1–743.
- Vuillemin, C. 1990. Les Tétracoralliaires (rugosa) du Carbonifère Inférieur du Massif Armoricaïn (France). *Cahiers de Paléontologie*, **20**: 1–171.

Revisión de los corales del Carbonífero de la colección Termier: Rugosos con disepimientos

SERGIO RODRÍGUEZ^{1,2} & ISABEL RODRÍGUEZ-CASTRO¹

1) Dpto.de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, c/José Antonio Novais, 12,
28040-Madrid.

sergrodr@geo.ucm.es

2) Instituto de Geociencias (CSIC, UCM), c/ José Antonio Novais 12, 28040-Madrid.

p.cozar@igeo.csic-ucm.es

Termier & Termier (1950) publicaron una gran monografía sobre los fósiles de invertebrados que habían recolectado durante muchos años de campañas en el norte de África. En esa monografía se incluían corales rugosos y tabulados del Devónico y Carbonífero. Dado que ni Henri Termier ni Genevieve Termier eran especialistas en cnidarios fósiles, sus determinaciones en algunas ocasiones no resultaban totalmente afinadas, pese al enorme trabajo de preparación y recopilación realizado. Dado que sus datos son de extraordinaria importancia, porque representan una labor de muestreo ingente, resulta necesario revisar esas determinaciones. La colección Termier está dispersa en distintas ubicaciones, alguna de ellas no conocida por los autores de este trabajo. Sin embargo, parte de la misma se encuentra en el Museo de Historia Natural de París (MHNP), donde puede ser consultada fácilmente. Para realizar la revisión los autores dispusieron también de las ilustraciones del volumen original. Estas ilustraciones, aunque excelentes en general, cuentan con el problema de que son todas dibujos, la mayoría extraordinarios, pero que en algunos casos son más artísticos que científicos, pues no reflejan en detalle algunos de los caracteres diagnósticos de los ejemplares estudiados.

La colección sita en el MHNP consta exclusivamente de láminas delgadas originales, pero no hay ningún resto de los corales seccionados, por lo que no se ha podido realizar ninguna lámina adicional que pueda complementar los datos presentados originalmente por Termier & Termier (1950). Además, no todos los ejemplares figurados en el artículo de 1950 se encuentran en la colección estudiada, por lo que en la revisión no se incluyen algunos de los ejemplares descritos y figurados en origen. Sí que se pueden presentar en esta revisión fotografías de todos los ejemplares sitos en la colección del MNHN. Dada la gran cantidad de material revisado, en este artículo se incluyen tan solo los corales rugosos con disepimentos (**Tabla 1**).

Referencias

- Termier, G. & Termier, H. 1950. Paléontologie marocaine II. Invertébrés de l'Ère Primaire. Foraminifères, spongoaires et coelentérés. *Notes du service géologique du Maroc*, **73**: 1–220.

Fig. Termier	Identificación Termier	Identificación revisada
41-1a	<i>Pseudozaphrentoides cf. nitellus</i>	<i>Bothrophyllum</i> sp.
41-2	<i>Pseudozaphrentoides cf. nitellus</i>	<i>Pseudozaphrentoides juddi</i>
41-4a	<i>Pseudozaphrentoides cf. nitellus</i>	<i>Pseudozaphrentoides juddi</i>
41-5	<i>Caninia cornucopiae</i>	<i>Caninia</i> sp.
41-7	<i>Dibunophyllum?</i> sp.	<i>Haplolasma parvicarinatum</i>
41-11	<i>Caninia subicina</i>	<i>Siphonophyllia samsonensis</i>
41-14	<i>Siphonophyllia cylindrica</i>	<i>Siphonophyllia samsonensis</i>
42-1a	<i>Lonsdaleia floriformis</i>	<i>Lithostrotion vorticale</i>
42-4	<i>Lithostrotion martini</i>	<i>Siphonodendron martini</i>
42-6	<i>Lithostrotion</i> sp.	<i>Siphonodendron</i> sp.
42-8	<i>Lithostrotion martini</i>	<i>Siphonodendron martini</i>
42-11	<i>Lithostrotion martini</i>	<i>Siphonodendron scaleberense</i>
42-14	<i>Dibunophyllum vughani</i>	<i>Clisiophyllum garwoodi</i>
42-15	<i>Lithostrotion irregulare</i>	<i>Diphyphyllum furcatum</i>
42-18	<i>Lithostrotion aranea</i>	<i>Lithostrotion termieri</i>
42-21	<i>Aulophyllum fungites</i>	<i>Axophyllum tazoultense</i>
42-22	<i>Dibunophyllum</i> sp.	<i>Arachnolasma sinense</i>
42-25	<i>Carruthersella filigrana</i>	unidentifiable aulophyllid
42-26	<i>Carruthersella</i> sp.	<i>Corwenia</i> sp.
43-1	<i>Dibunophyllum vughani</i>	<i>Clisiophyllum garwoodi</i>
43-5	<i>Dibunophyllum cf. vughani</i>	<i>Arachnolasma sinense</i>
43-7	<i>Clisiophyllum</i> sp.	<i>Arachnolasma?</i> sp.
43-8	<i>Caninia</i> sp.	<i>Caninia</i> sp.
43-9	<i>Carcinophyllum lonsdaleiforme</i>	<i>Axophyllum kirsopianum</i>
43-15	<i>Carcinophyllum vughani</i>	<i>Clisiophyllum garwoodi</i>
43-16	<i>Carcinophyllum vughani</i>	<i>Axophyllum spiralum</i>
43-17	<i>Dibunophyllum vughani</i>	<i>Arachnolasma sinense</i>
43-18	<i>Dibunophyllum vughani</i>	<i>Dibunophyllum bipartitum</i>
43-19	<i>Dibunophyllum vughani</i>	<i>Clisiophyllum</i> sp.
43-20	<i>Carcinophyllum lonsdaleiforme</i>	<i>Axophyllum lonsdaleiforme</i>
43-22	<i>Dibunophyllum vughani</i>	<i>Arachnolasma</i> sp.
44-2	<i>Lonsdaleia bronni</i>	<i>Actinocyathus crassiconus</i>
44-9	<i>Lithostrotion portlocki</i>	<i>Lithostrotion vorticale</i>
44-10	<i>Lithostrotion irregulare</i>	<i>Siphonodendron pauciradiale</i>
44-13	<i>Lithostrotion aranea</i>	<i>Siphonodendron araneum</i>
44-14a	<i>Diphyphyllum</i> sp.	<i>Solenodendron furcatum</i>
51-8a	<i>Carcinophyllum sfaiense</i>	<i>Axolithophyllum sfaiense</i>

Tabla 1. Resumen de los taxones revisados (solo se incluyen los corales rugosos con disepimentos).

Pannonictis nestii (Martelli, 1906), una nueva especie de mustélido hallada en los yacimientos del Pleistoceno inferior de Orce (Granada, España)

SERGIO ROS-MONTOYA¹, BIENVENIDO MARTÍNEZ-NAVARRO², M. PATROCINIO
ESPIGARES¹ & PAUL PALMQVIST¹

1) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Campus Universitario de Teatinos, 29071 Málaga.,,

sergiorosm@uma.es; mpespigares@uma.es; ppb@uma.es

2) ICREA, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social-IPHES, Universitat Rovira i Virgili, Campus Sescelades, 43007 Tarragona.

bienvenido.martinez@icrea.cat

Durante los trabajos de excavación del yacimiento de Fuente Nueva-3 (a partir de ahora FN-3) en Orce, en 2013 se localizó una hemimandíbula bastante completa, perteneciente a un pequeño mustélido, la cual se adscribió posteriormente a la especie *Pannonictis nestii* (Martelli, 1906). Dicho espécimen constituye el objeto principal de este trabajo, pues se trata de un taxón muy escaso en el registro fósil, por lo que el hallazgo resulta sumamente interesante de cara a caracterizar la distribución geográfica y el rango bioestratigráfico de esta especie. Además, los datos paleoecológicos inferidos de la presencia de este taxón en la comunidad permitirán ahondar en la modelización de dos de los yacimientos más importantes del Pleistoceno inferior europeo. También se han adscrito a esta misma especie un canino inferior y un cuarto premolar inferior, este último procedente del yacimiento de Barranco León (BL-D, Orce).

Los datos biocronológicos y magnetoestratigráficos indican que tanto FN-3 como BL-D se sitúan en el Villafranquiense superior, bajo el subcrón de

polaridad normal Jaramillo (Turq *et al.*, 1996; Martínez-Navarro *et al.*, 1997, 2003; Oms *et al.*, 2000; Agustí y Madurell, 2003), con una cronología próxima a 1,3 Ma para FN-3 y 1,4 Ma para BL-D. Las últimas dataciones han permitido precisar más la edad de estos yacimientos mediante el uso combinado de series de Uranio y ESR (Duval, 2008), con una estimación de 1,34-1,67 Ma para la base de la secuencia de FN-3 y 1,46 Ma en el caso de BL-D.

Los mustélidos de la subfamilia Galictinae están representados en el Plio-Pleistoceno euroasiático por dos géneros, *Pannonictis* y *Enhydriactis* (ver revisión en García *et al.*, 2008). Sin embargo, su registro fósil es escaso, lo que ha contribuido a que la taxonomía de este grupo sea muy compleja, lo que explica los vaivenes taxonómicos que han sufrido estos mustélidos de gran talla (Rook, 1995; Sotnikova *et al.*, 2002; García y Howell, 2008; Colombero *et al.*, 2012).

La comparación anatómica y métrica de la mandíbula procedente de FN-3 con varias especies de mustélidos europeos y asiáticos, como *Pannonictis nestii*, *P. pliocaenica*, *P. pilgrimi*, *P. ardea*, *Enhydriactis ardea* y *P. pachygnata* ha permitido adscribir este espécimen a la especie *P. nestii*.

Como conclusión, se puede afirmar que los dos yacimientos del Pleistoceno inferior de la región de Orce que registran presencia humana, FN-3 y BL-D, con una cronología de 1,3 y 1,4 Ma, respectivamente, presentan una lista faunística de mamíferos muy amplia, que incluye el registro del mustélido *Pannonictis nestii*. Esta especie, poco abundante y con taxonomía controvertida, se ha citado en los yacimientos de Pietraffitta, Pirro Nord y Upper Valdarno en Italia, Sima del Elefante (TE9) en España y Liventsovka en Rusia. El material de *P. nestii* de los yacimientos de Orce supone una nueva aportación al registro escaso y fragmentario de este grupo de mustélidos, por lo que puede contribuir a esclarecer su historia evolutiva.

Referencias

- Agustí, J. & Madurell, J. 2003. Los arvicólidos (muroidea, rodentia, mammalia) del Pleistoceno inferior de Barranco León y Fuente Nueva 3 (Orce, Granada). Datos preliminares. En: Toro, I., Agustí, J. & Martínez-Navarro, B. (Eds.), El Pleistoceno inferior de Barranco León y Fuente Nueva 3, Orce (Granada). Memoria Científica Campañas 1999-2002. Junta de Andalucía. Consejería de Cultura. E.P.G. *Arqueología Monográfico*, 137–146.

- Colombero S., Pavia, M. & Rook, L. 2012. *Pannonictis nestii* (Galictinae, Mustelidae), a new element in the vertebrate association of the human site of Pirro Nord (Italy, Early Pleistocene). *Geodiversitas*, **34**(3): 665–681.
- Duval, M. 2008. Evaluation du potentiel de la méthode de la datation par Résonance de Spin Electronique (ESR) appliquée aux gisements du Pléistocène inférieur: étude des gisements d'Orce (bassin de Guadix-Baza, Espagne) et contribution à la connaissance des premiers peuplements de l'Europe. Tesis Doctoral, Museo Nacional de Historia Natural de Paris. (Inédita).
- García, N., Arsuaga, J.L., Bermúdez De Castro, J.M., Carbonell, E., Rosas, A. & Huguet, R. 2008. The Epivillafranchian carnivore *Pannonictis* (Mammalia, Mustelidae) from Sima del Elefante (Sierra de Atapuerca, Spain) and a revision of the Eurasian occurrences from a taxonomic perspective. *Quaternary International*, **179**: 42–52.
- García N. & Howell, F. 2008. New discovery of a large mustelid – *Pannonictis* cf. *nestii* – (Carnivora: Mammalia) from the early Pleistocene locality of Sima del Elefante (Sierra de Atapuerca, Spain). *Palaeontographica, Abteilung A: Palaeozoologie-Stratigraphie* **284**: 1–16.
- Martínez-Navarro, B., Turq, A., Agustí, J. & Oms, O. 1997. Fuente Nueva-3 (Orce, Granada, Spain) and the first human occupation of Europe. *Journal of Human Evolution* **33**: 611–620.
- Martínez-Navarro, B., Espigares, M.P. & Ros, S. 2003. Estudio preliminar de las asociaciones de grandes mamíferos de Fuente Nueva-3 y Barranco León-5 (Orce, Granada, España) (informe de las campañas de 1999-2002). En Toro, I., Agustí, J., Martínez-Navarro, B. (Eds.), *El Pleistoceno inferior de Barranco León y Fuente Nueva 3, Orce (Granada)*. Memoria Científica Campañas 1999-2002. Junta de Andalucía. Consejería de Cultura. E.P.G. *Arqueología Monográfico*, pp. 115–136.
- Oms, O., Parés, J.M., Martínez-Navarro, B., Agustí, A., Toro, I., Martínez-Fernández, G. & Turq, A. 2000. Early human occupation of Western Europe: Paleomagnetic dates of two paleolithic sites in Spain. *Proceeding of the National Academy of Sciences*, **97**: 10666–10670.
- Rook, L. 1995. *Pannonictis nestii* (Carnivora Mammalia) from the Late Villafranchian of Pietrafitta (Umbria, Italy). Preliminary note. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **88**: 853–864.
- Sotnikova, M.V., Baigusheva V.S. & Titov, V.V. 2002. Carnivores of the Khapry Faunal Assemblage and their stratigraphic implications. *Stratigraphy and Geological Correlation* **4**: 375-390.
- Turq, A., Martínez Navarro, B., Palmqvist, P., Arribas, A., Agustí, J. & Rodríguez Vidal, J. 1996. Le Plio-pleistocène de la région d'Orce, Province de Grenade, Espagne: Bilan et perspectives de recherche. *Paleo*, **8**: 161–204.

- Salazar Ramírez & Herrero

Viernes 29 Septiembre, 11:00–11:40 (Póster)

Sesión E: Técnicas y Taxonomía (Contribución IGCP 655)

Tafonomía de los foraminíferos del Pliensbachiense superior–Toarciense inferior en el sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica

ROSELIS WAIKIRIA SALAZAR RAMÍREZ & CONCHA HERRERO

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais, 12, 28040 Madrid.

roseliss@ucm.es; cherrero@ucm.es

En el sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, las buenas condiciones de exposición y continuidad del registro estratigráfico han permitido el muestreo de un total de 90 niveles margocalizos del Pliensbachiense superior (Zona Spinatum)–Toarciense inferior (Zona Bifrons) de las secciones de Castillo Pedroso, San Miguel de Aguayo, San Andrés, Camino y Tudanca, localizadas en la Comunidad Autónoma de Cantabria. Se han realizado estudios previos de algunas de estas secciones desde los puntos de vista taxonómico, bioestratigráfico y paleoecológico (Herrero & Salazar Ramírez, 2014; Salazar Ramírez & Herrero, 2015; Salazar Ramírez et al, 2015), en los que los estudios tafonómicos se limitan a pequeñas consideraciones sobre la preservación de los foraminíferos bentónicos en la sección de San Andrés (Salazar Ramírez & Herrero, 2015). En este sentido, el objetivo de esta contribución es presentar el primer estudio tafonómico en relación con los foraminíferos del Pliensbachiense superior–Toarciense inferior en la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Para realizar el estudio, las muestras han sido tratadas siguiendo la metodología de extracción de foraminíferos de margocalizas.. El estudio tafonómico se ha llevado a cabo mediante la observación directa de los ejemplares en lupa binocular, microscopio electrónico de barrido y a partir de microanálisis EDS. Asimismo, para la identificación de los mecanismos de

alteración tafonómica se ha aplicado la propuesta de Herrero (1992) y Herrero & Canales (2002).

Entre los mecanismos de alteración tafonómica que han afectado a las asociaciones de foraminíferos se encuentra la bioerosión, visible en conchas lenticulares con perforaciones de tamaño variable y forma ovalada. Algunos niveles contienen especímenes incrustando otras conchas de foraminíferos o fragmentos de conchas de invertebrados. El mecanismo de corrosión se ha constatado por la presencia de agujeros de pequeño tamaño con distribución irregular, superficies pulidas y de color blanquecino. Además, el proceso de abrasión produce, entre otros, bordes redondeados en algunos ejemplares que se han fragmentado (p. ej. *Prodentalina*), ornamentación desgastada (p. ej. *Ichthyolaria sulcata*) y rotura de algunas carenas con pérdida de la última cámara (p. ej. *Lenticulina toarcense*). Se ha observado disolución parcial que puede afectar las aberturas, últimas cámaras, ornamentación, septos y carenas de algunos foraminíferos y también, disolución total de algunas conchas aragoníticas y calcíticas conservándose los ejemplares como moldes internos. Las cámaras de los foraminíferos están rellenas total o parcialmente de carbonatos y sulfuros (p. ej. moldes internos piritosos de Ceratobuliminidae), y también son comunes los rellenos combinados de estos dos compuestos. Los efectos de la recristalización se advierten principalmente por costras calcáreas y de óxidos que revisten parcialmente la superficie de la concha, aunque se han encontrado algunos especímenes completamente recubiertos por costras de carbonatos. La fragmentación parcial o general de las conchas es frecuente en las muestras estudiadas; en ejemplares uniseriales alargados (p. ej. *Marginulina*), afecta principalmente al prolóculus, primeras y últimas cámaras y en aquellos enrollados, es visible en la periferia y últimas cámaras. De igual forma, se han encontrado cámaras aisladas o fragmentos de varias cámaras pertenecientes a taxones con suturas comprimidas o estranguladas que facilitarían su rotura al actuar como planos de debilidad (p. ej. *Nodosaria* cf. *perlata*). Algunas conchas muestran deformación con cambios en su morfología y tamaño, siendo este proceso especialmente visible en los ejemplares conservados como moldes internos de la familia Ceratobuliminidae. Todos estos mecanismos han actuado en fase bioestratinómica y/o fosildiagenética, y su intensidad es desigual en los distintos niveles estudiados.

En conjunto, los foraminíferos analizados presentan un estado de preservación moderado-bueno, existiendo un bajo porcentaje de ejemplares indeterminables. Los procesos observados en los ejemplares estudiados indican

efectos del transporte bioestratinómico y ausencia de reelaboración, por lo que pueden ser considerados como resedimentados.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2015-66604-R (MINECO) y el Grupo de Investigación UCM nº 910431. Este trabajo también se enmarca en el Proyecto IGCP 655.

Referencias

- Herrero, C. 1992. Los foraminíferos del Toarciense inferior de la Cordillera Ibérica. Colección Tesis Doctorales, 87/93, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 523 p.
- Herrero, C. & Canales, M.L. 2002. Taphonomic processes in selected Lower and Middle Jurassic foraminifera from the Iberian Range and Basque-Cantabrian Basin (Spain). *Journal of Foraminiferal Research*, **32**: 22–42.
- Herrero, C. & Salazar Ramírez, R.W. 2014. Upper Pliensbachian–Middle Toarcian Foraminiferal Assemblages in the Camino Section (Basque-Cantabrian Basin, Spain). En: STRATI 2013: *First International Congress on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy* (eds. Rocha R., Pais J., Kullberg J.C. & Finney S.). Springer Geology, 1099–1103.
- Salazar Ramírez, R.W. & Herrero, C. 2015. Lower Toarcian foraminifera of the San Andrés Section (Basque-Cantabrian Basin, Spain). *Journal of Foraminiferal Research*, **45**: 321–343.
- Salazar Ramírez, R.W., Herrero, C. & Goy, A. 2015. El Toarciense inferior en San Miguel de Aguayo (Cuenca Vasco-Cantábrica): eventos de foraminíferos y crisis bióticas. En: Libro de Resúmenes XXXI Jornadas de Paleontología de la SEP (ed. Reolid, M.). Universidad de Jaén, 272-274.

Sonniniidae (Ammonitida) del Jurásico medio de la Zona Subbética

JOSÉ SANDOVAL

Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n
Universidad de Granada, 18002 Granada.

sandoval@ugr.es

Los Sonniniidae son abundantes o comunes (según las localidades) desde Aalenense superior (Zona de Concavum, Subzona de Limitatum) hasta Bajociense inferior (parte inferior de la Zona de Humphriesianum, Subzona de Romani) de diversas áreas del Subbético. Entre las localidades en dónde destacan por su abundancia, buena preservación y alta diversidad hay que destacar varias secciones estratigráficas del sector central del dominio Subbético Medio, principalmente el área de Montillana-Noalejo-Campillo de Arenas-Montejícar (provincias de Granada y Jaén), (Sandoval 1983, 1990, Sandoval & Chandler, 2000; Sandoval et al., 2011). En este sector, las ritmitas de margocalizas y margas pelágicas o hemipelágicas, junto con niveles de calizas con sílex en secciones expandidas, constituyen los sedimentos dominantes para este intervalo estratigráfico. En los umbrales subbéticos (Subbético Externo y Subbético Interno), dónde las litofacies dominantes son calizas con sílex, sin apenas ammonoideos, o calizas nodulosas en niveles condensados con frecuentes ammonites reelaborados, los sonniniidos son más escasos.

Diversos grupos de ammonites del Jurásico Medio subbético han sido previamente estudiados en detalle desde los aspectos taxonómicos y bioestratigráficos (Sandoval, 1983, Sandoval, 1985, 1986; Sandoval *et al.*, 2012; Sandoval et al., 2015 y referencias allí; Sandoval & Chandler 2015; Martínez *et*

al., 2016). Aunque los sonniniidos subbéticos han sido frecuentemente citados en literatura, y algunos especímenes han sido figurados (Sandoval 1990, Hernández Molina *et al.*, 1991), no existen estudios taxonómicos previos para este grupo de ammonoideos, excepto el realizado para el género *Euhoploceras* (Sandoval & Chandler 2000).

Se han analizado un gran número de especímenes de Sonniniidae (subfamilias Sonniniinae Buckman, 1892 y Witchelliinae Callomon & Chandler, 2006) del dominio Subbético, casi todos ellos procedentes de secciones que fueron muestreadas estrato por estrato, lo que permite observar el rango de distribución estratigráfica de cada uno de los taxones y la evolución morfológica de los mismos a lo largo del registro estratigráfico.

Entre los Sonniniinae, los géneros *Euhoploceras* Buckman, 1913, *Sonninia* Douvillé, 1879, y *Sonninites* Buckman, 1923, pueden ser excepcionalmente abundantes entre las zonas de Discites y de Propinquans. *Papilliceras* Buckman, 1920 es muy escaso, mientras que *Shirbuirnia* Buckman, 1910 y *Pseudoshirbuirnia* Dietze *et al.*, 2005, están virtualmente ausentes.

Entre los Witchelliinae, el género *Witchellia* Buckman, 1889, es especialmente abundante en el sector central del Subbético Medio. Las especies *W. nodatipinguis* (Buckman), *W. sayni* (Haug), *W. albida* (Buckman), *W. romanoidea* (Douvillé), *W. rubra* (Buckman), *W. connata* (Buckman), *W. hyalina* (Buckman), *W. n. sp.* (una forma muy evoluta con crecimiento lento de la espira y, poco ornamentada) y *W. laeviuscula* (Sowerby) aparecen de forma sucesiva en el registro estratigráfico, extendiéndose desde la Zona de Discites hasta la parte inferior de la Zona de Propinquans. *Dorsetensia*, Buckman, 1892, incluido en Sonniniinae por Howarth (2013, in Treatise), parece estar más próximo *Witchellia* que a otros sonniniidos. *D. hebridica* Morton, *D. eduardiana* (D'Orbigny) y *D. liostraca* Buckman han sido registrados en algunos niveles, tanto del Subbético Medio como del Subbético Externo del sector Occidental, entre la parte superior de la Zona de Propinquans (Subzona de Hebridica) y en la parte inferior de la Zona de Humphriesianum (Subzona de Romani),

El dimorfismo es, por lo general, muy pronunciado en los sonniniidos. Se pueden diferenciar macroconchas de tamaño relativamente grande que acaban en un peristoma simple y microconchas, invariablemente de tamaño más pequeño (aproximadamente un 20% en diámetro de la correspondiente macroconcha), que presentan un peristoma complejo con apófisis laterales (orejillas) bien desarrolladas. Dado la gran diferencia que existe (tamaño y

morfología en los estadios adultos) entre macroconchas y microconchas no resulta fácil diferenciar los pares dimorfos (incluso a nivel de género) de los diferentes taxones. Las microconchas con estadios juveniles tuberculados (*Pelekodites*) podrían corresponder a los pares dimorfos de *Sonninia* s.l. (*Euhoploceras*, *Sonninia*, *Papilliceras* y *Sonninites*) mientras que las formas no tuberculadas (*Spatulites*, *Maceratites* y *Nannina*) serían las parejas microconchas de *Witchellia* y *Dorsetensia*. Entre la parte terminal de la Zona de Concavum y la parte terminal de la zona de Propinquans se han registrado las siguientes microconchas que aparecen de forma sucesiva en el registro estratigráfico: *Pelekodites zurcheri* (Douvillé), *Maceratites* sp., *M. aurifer* Buckman, *M. minimus* (Hiltermann), *Pelekodites schlumbergeri* (Haug), *P. moisyi* (Brasil), *Nannina lennieri* (Brasil), *N. regrediens* (Haug), *N. evoluta* Buckman y *Pelekodites sulcatus* (Buckman).

Es importante resaltar que el género *Witchellia* (*Latiwitchellia*) Imlay, 1973, del Pacífico occidental (Oregon, USA) que aparece, aunque es escaso, en la Zona de Ovale de algunas secciones del Subbético, y que fue originalmente incluido por Imlay en los Sonniniidae como un subgénero de *Witchellia*, muestra caracteres típicos (ornamentación, enrollamiento muy evolutivo y, especialmente, tipo de sutura) de los grammoceratinos (Sandoval *et al.*, 2012). Por tanto, este género que no aparece citado en la nueva versión del Treatise (Howarth (2013) debe ser excluido de Witchelliinae y de Sonniniidae.

La comparación de las distintas morfologías de los sonniniidos del Subbético (Provincia Mediterránea), especialmente de *Witchellia*, con los holotipos de las diferentes especies, muchas de las cuales proceden de la provincia Subboreal (Reino Unido, Alemania) muestran una gran semejanza entre las formas de las dos provincias paleogeográficas. Esto es indicativo de una buena comunicación entre las dos provincias, lo cual es lógico si se admite que el Bajociense temprano se correspondió con un intervalo fuertemente transgresivo.

Trabajo financiado por el Proyecto CGL2014-52546-P

Referencias

- Hernández-Molina, F.J., Sandoval, J., Aguado, R., O'Dogherty, L., Comas, M.C. & Linares, A. 1991. Olistoliths from the Middle Jurassic in Cretaceous materials of the Fardes Formation

- (Biostratigraphy): Subbetic Zone, Betic Cordillera. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **4**(1-2): 79–104.
- Howarth, M.K. 2013. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Revised, Volume 3B, Chapter 4: Psiloceratoidea, Eoderoceratoidea, Hildoceratoidea. *Treatise Online* **57**:1–139.
 - Martínez, G., Sandoval, J., Ureta, S. & Goy, A. 2015. *Geczyceras* (Hammatoceratidae, Ammonoidea) in the western Tethys: biostratigraphic analysis between Northwest European Province (Iberian Range) and Mediterranean Province (Betic Cordillera). *Hantkeniana*, **10**: 13–28.
 - Sandoval, J. 1983. Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajocense y Bathonense de las Cordilleras Béticas. Servicio de Publicaciones, Universidad de Granada, 613 p.
 - Sandoval, J. 1985. Los Strigoceratidae (Ammonitina) del Bajocense de la Zona Subbética (Sur de España). *Mediterranea*, **4**: 85–112.
 - Sandoval, J. 1986. Middle Jurassic Haploceratidae (Ammonitina) from the Subbetic Zone of South Spain. *Geobios*, **19**: 435–463.
 - Sandoval, J. 1990. A revision of the Bajocian divisions in the Subbetic Domain (Southern Spain). *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia* **40**: 141–162.
 - Sandoval, J. & Chandler, R.B. 2000. The Sonniniid ammonite *Euhoploceras* from the Middle Jurassic of south-west England and southern Spain. *Palaeontology*, **43**: 495–533.
 - Sandoval, J. & Chandler, R.B. 2015. *Labyrinthoceras* and *Frogdenites* (Sphaeroceratidae Ammonitina) from western Tethys: the origin of the Sphaeroceratidae. *Geobios*, **48**: 39–56.
 - Sandoval, J. Henriques, M.H., Chandler, R.B. & Ureta, S. 2012. Latest Toarcian-earliest Bajocian (Jurassic) Grammoceratinae (Hildoceratidae, Ammonitina) of the western Tethys: their palaeobiogeographic and phylogenetic significance. *Geobios*, **45**: 109–119.
 - Sandoval, J., Martínez, G. & Ureta, S. 2015. Toarcian-Aalenian Erycitinae, Ammonitida, of the westernmost Tethys (southern Spain): taxonomical and phylogenetical implications. *Palaeontographica Abteilung. A*, **304**: 77–119.

El vuelo de las primeras aves ibéricas hace 125 Ma

FRANCISCO JOSÉ SERRANO^{1,2,3}, LUIS MARÍA CHIAPPE¹, PAUL PALMQVIST³ & JOSÉ LUIS SANZ⁴

1) The Dinosaur Institute, Natural History Museum of Los Angeles County. 900 Exposition Boulevard, Los Angeles, CA 90007.

fjsa@uma.es; lchiappe@nhm.org

2) Fundación Sierra Elvira. Avenida de Andalucía nº 139, Atarfe, 18230-Granada.

3) Departamento de Ecología y Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. Campus Universitario de Teatinos s/n, 29071 Málaga.

ppb@uma.es

4) Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. C/Darwin 2, Cantoblanco, 28049 Madrid.

dinoproyecto@gmail.com

La diversidad de fósiles avianos hallados en el yacimiento de Las Hoyas (Barremiense superior, Cuenca) proporciona la ventana más completa para estudiar la avifauna que existió en Europa durante el Mesozoico (Sanz *et al.*, 2016). Así, las aves de las Hoyas han proporcionado información esencial para comprender la evolución del vuelo dentro del linaje aviano (v.g. Sanz *et al.*, 1996; Navalón *et al.*, 2015). Los holotipos de dos aves pertenecientes al clado Enantiornithes, *Concornis lacustris* y *Eoalulavis hoyasi*, tienen un grado de completitud y preservación tal que permite una estimación fiable de parámetros aerodinámicamente importantes—masa corporal (BM), envergadura (B) y superficie de sustentación (S_L)—a partir de ecuaciones de regresión derivadas en aves voladoras modernas (Serrano *et al.*, 2015, 2017). Tomando como base la teoría aerodinámica (v.g., Pennycuik, 2008) y las observaciones llevadas a cabo en aves modernas (v.g., Norberg, 2002), en este trabajo se analizan e

inferen aspectos relacionados con la capacidad de vuelo de *C. lacustris* y *E. hoyasi* hace 125 Ma.

La masa corporal y la envergadura alar estimadas para *C. lacustris* (70 g, 342 mm) son similares a las de los actuales estorninos (*Sturnus vulgaris*) y zorzaes (*Turdus iliacus* y *T. philomelos*), mientras que las obtenidas para *E. hoyasi* (45 g, 262 mm) lo aproximan más al martín pescador (*Alcedo atthis*). Las aves modernas que desarrollan un vuelo aleteado en sentido estricto muestran una envergadura significativamente menor que aquellas que también planean de manera facultativa (**Tabla 1**). La longitud de las alas estimada para *C. lacustris* y *E. hoyasi* es baja en relación a su masa corporal, lo que indica que las dos especies extintas de Las Hoyas tuvieron una condición más adecuada para un vuelo estrictamente aleteado. Además, la forma del ala (calculada como su alargamiento: $AR=B^2/S_L$) y el peso soportado por la superficie alar (carga alar: $WL=BM/S_L$) estimados para estas dos enantiornitas son consistentes con un vuelo de aleteo continuo. Sus alas, relativamente poco alargadas, les habrían permitido despegues rápidos, dado que en las aves modernas este tipo de alas maximiza la fuerza de impulso durante el vuelo lento (Swaddle & Lockwood, 2003). Sin embargo, el pequeño tamaño, el bajo AR y la baja WL imponen una resistencia aerodinámica tal que habría limitado la velocidad o la duración del vuelo de *C. lacustris* y *E. hoyasi* (ver Bruderer & Boldt, 2001; Meseguer & Sanz-Andrés, 2007). Actualmente un gran número de aves pequeñas (la mayoría de Passeriformes y Piciformes) reducen estas cargas aerodinámicas cambiando el vuelo de aleteo continuo por un vuelo intermitente en el que se alternan fases de aleteo activo con fases balísticas, en las que las alas permanecen pegadas al cuerpo (Tobalske *et al.*, 2009; Bruderer *et al.*, 2010). Los valores de AR y WL de *C. lacustris* y *E. hoyasi* indican que habrían sido aerodinámicamente capaces de realizar este vuelo intermitente. Entonces, al igual que sus parientes modernos, esta estrategia de vuelo balístico habría permitido a estas dos enantiornitas de Las Hoyas reducir las cargas aerodinámicas impuestas por su tamaño, AR y WL . Los modelos que relacionan la potencia mecánica con la velocidad de vuelo (Pennycuik, 2008), aplicados conforme a los parámetros estimados, indican que dicha estrategia pudo permitir a *C. lacustris* y *E. hoyasi* volar más rápido. Así, un vuelo intermitente en el que la fase balística durase igual que la fase de aleteo activo (v.g., $q=0,5$) habría permitido a *C. lacustris* incrementar su velocidad V_{mp} (velocidad a la que el gasto energético es mínimo) un 18% respecto a un vuelo de aleteo continuo (pasando de 10,1 a 12,0 m/s), mientras que *E. hoyasi* la podría haber incrementado en un 19% (de 10,0 a 11,9 m/s).

Asumiendo una relación entre BM y la potencia disponible a partir de la musculatura de vuelo (P_{av}) similar a la de las aves modernas (Bishop y Butler, 2015), el incremento del coste energético asociado al vuelo balístico no habría superado los valores de P_{av} de *C. lacustris* (1,5 W) ni de *E. hoyasi* (1,1 W). Esto implica que, en términos energéticos, ambas enantiornitas habrían sido capaces de volar más rápido pasando de un aleteo continuo a un vuelo intermitente balístico.

Edad	N	R2	b	IC 95%	a	IC 95%
Aleteadores estrictos	253	0,922	0,340	(0,331-0,351)	-0,006	(-0,020-0,007)*
Aleteadores-planeadores	120	0,951	0,360	(0,347-0,373)	0,132	(0,120-0,143)*

Tabla 1. Regresiones simples por mínimos cuadrados ordinarios (OLS) para analizar la relación entre la masa corporal (BM) y la envergadura alar (B) ($\log B = \log a + b \log BM$) en las aves que vuelan estrictamente batiendo sus alas (aleteadores estrictos) y aquellas que vuelan alternando periodos de aleteo y planeo (aleteadores-planeadores). Las pendientes (b), los valores de la ordenada en el origen (a) y sus correspondientes intervalos de confianza (IC) se obtuvieron mediante *bootstrapping* (2000 réplicas). *Los asteriscos indican la ausencia de solapamiento entre los intervalos de confianza.

Referencias

- Bishop, C.M. & Butler, P.J. 2015. Flight. In: CG Scanes (Ed.), *Sturkie's avian physiology*. NY Academic Press, New York, 919–974.
- Bruderer, B., Peter, D., Boldt, A. & Liechti, F. 2010. Wing-beat characteristics of birds recorded with tracking radar and cine camera. *Ibis* **152**: 272-291.
- Meseguer, J. & Sanz-Andrés, A. 2007. Aerodinámica del vuelo: Aves y Aeronaves. *Cuadernos Aena* **9**. Aena, Aeropuertos Españoles y Navegación Aérea, Spain. 181 pp.
- Navalón, G., Marugán-Lobón, J., Chiappe, L.M., Sanz, J.L. & Buscalioni, A.D. 2015. Soft-tissue and dermal arrangement in the wing of an Early Cretaceous bird: implications for the evolution of avian flight. *Scientific Reports* **5**: 14864.

- Norberg, U.M. 2002. Structure, form, and function of flight in engineering and the living world. *Journal of Morphology* **252**: 52-81.
- Pennycuik, C.J. 2008. *Modelling the flying bird*. Theoretical ecology series. Oxford: Academic Press. 479 p.
- Serrano, F.J., Palmqvist, P. & Sanz, J.L. 2015. Multivariate analysis of neognath skeletal measurements: implications for body mass estimation in Mesozoic birds. *Zoological Journal of the Linnean Society* **173**: 929-955.
- Serrano, F.J., Palmqvist, P., Chiappe, L.M. & Sanz, J.L. 2017. Inferring flight parameters of Mesozoic avians through multivariate analyses of forelimb elements in their living relatives. *Paleobiology* **43**:144-169.
- Sanz, J.L., Chiappe, L.M., Perez-Moreno, B.P., Buscalioni, A.D. & Moratalla, J. 1996. A new Lower Cretaceous bird from Spain: implications for the evolution of flight. *Nature* **382**: 442–445.
- Sanz, J.L., Chamero, B., Chiappe, L.M., Marugán-Lobón, J., O'Connor, J.K., Ortega, F. & Escaso, F. 2016. Aves. In: F. Poyato and A. Buscalioni (Eds.), *Las Hoyas: A Cretaceous Wetland*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 183-190
- Swaddle, J.P. & Lockwood, R. 2003. Wingtip shape and flight performance in the European Starling *Sturnus vulgaris*. *Ibis* **145**: 457–464.
- Tobalske, B.W., Jason, A., Hearn, W.D., Douglas, A. & Warrick, R. 2009. Aerodynamics of intermittent bounds in flying birds. *Experiments in Fluids* **46**: 963–973.

Evolución paleoceanográfica del Mediterráneo: intercambios con el Atlántico

FRANCISCO J. SIERRO

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008
Salamanca.

sierro@usal.es

La convergencia de la placa Africana y europea aceleró la transformación del antiguo Océano Tetis en un mar interior “entre dos tierras”: el Mediterráneo. A lo largo de su historia, la tierra del norte, Europa, ha aportado agua dulce y aire frío, mientras que África ha aportado aire cálido y seco, cargado de polvo sahariano. No obstante, siempre existió una ruta importante de agua dulce desde África ecuatorial a través del Nilo. Pero el Mediterráneo no habría podido sobrevivir sin el aporte de agua dulce desde el Atlántico, a través del Estrecho de Gibraltar. El plancton y bentos del Mediterráneo han ido adaptándose a lo largo del tiempo a distintos escenarios oceanográficos, condicionados por los cambios en el trasvase de calor y agua dulce entre el Mediterráneo superficial y la atmósfera y por el intercambio de agua, sal y calor con el Atlántico. La llegada de aire frío y seco desde el norte de Europa durante eventos climáticos fríos, ocasionó pérdidas de calor y de agua dulce hacia la atmósfera, con el consiguiente incremento de la salinidad y enfriamiento del agua superficial. Como consecuencia, se incrementó la densidad del agua, favoreciendo su hundimiento y su posterior salida hacia el estrecho de Gibraltar y contribuyendo a la exportación de sal hacia el Atlántico. El hundimiento de agua propició el abastecimiento de oxígeno al fondo, que impulsó el desarrollo de una microfauna bentónica, característica de aguas bien oxigenadas. Sin embargo, cuando cesaron los vientos fríos del norte y aumentaron las precipitaciones y los

aportes de agua de los ríos europeos y del Nilo, la salinidad descendió y la temperatura del agua superficial aumentó, paralizándose o ralentizándose el hundimiento de agua en el Mediterráneo y, por tanto, reduciéndose el intercambio de agua con Gibraltar. Las consecuencias fueron dramáticas para los organismos del fondo marino que no pudieron sobrevivir ante la falta de oxígeno en el fondo debido al estancamiento. Sin embargo, la escasa mezcla vertical en la columna de agua impidió el ascenso de agua fría hacia la superficie en invierno, favoreciendo el desarrollo de comunidades de organismos planctónicos típicas de aguas subtropicales.

Sobre la edad de los materiales del Mioceno marino al Sur de la provincia de Valencia

JUAN USERA MATA, JORDI GUILLEM MARTÍNEZ, CARMEN ALBEROLA GINER & IGNACIO GARCÍA SANZ

Departamento de Botánica y Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner, 50 46100 Burjassot, Valencia.

juan.usera@uv.es; jorge.guillem@uv.es; carmenalberola12@gmail.com; ignacio.garcia-sanz@uv.es

Los materiales del Mioceno marino al sur de la provincia de Valencia han sido asignados al Mioceno medio (Langhiense/Serravalliense) por algunos autores (Colom, 1936; Usera, 1972, 1973, 1974a,b, 1975; Calvo Sorando *et al.* 1974; Gutiérrez *et al.*, 1984) y al Mioceno superior (Tortonense), por otros (IGME, 1976).

Dado que las edades asignadas a estos materiales, en su mayoría de tipo margoso o margoarenoso, se han determinado a partir de la presencia de determinadas especies de foraminíferos planctónicos, hemos realizado un muestreo en uno de estos afloramientos, al norte de la localidad de Mogente (coordenadas 38° 52' 57,99" N y 0° 44' 46,70" O), con el objetivo de contribuir a su determinación bioestratigráfica.

El afloramiento, situado al borde de la antigua carretera que une las localidades de Valencia a Almansa, a su paso por Mogente, está formado por un paquete de margas azules, localmente denominadas *tap*, con un espesor aproximado de 2 m de material aflorante, y que presenta una gran uniformidad en superficie. Discordante sobre éstas, aparecen margas de color blanco con restos de plantas y foraminíferos reelaborados del Mioceno, que nos indicarían una fase lacustre posterior a la sedimentación marina.

En el muestreo realizado, después del proceso de levigado, se han obtenido las siguientes especies de foraminíferos:

Bentónicos

Astacolus crepidulus (Fichtel & Moll, 1798)
Astacolus ovatus Galloway & Heminway, 1941
Bolivina dilatata Reuss, 1850
Bolivina pseudoplicata Heron-Allen & Earland, 1930
Bolivina scalprata miocenica Macfadyen, 1930
Bulimina inflata Seguenza, 1862
Cibicides floridanus (Cushman, 1918)
Cibicides haidingeri (d'Orbigny, 1846)
Cibicidoides lobatulus (Walker & Jacob, 1878)
Cibicidoides ungerianus (d'Orbigny, 1846)
Cibicidoides wuellerstorfi (Schwager, 1866)
Dentalina catenulata (Brady, 1884)
Dimorphina tuberosa d'Orbigny, 1826
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)
Elphidium semistriatum (d'Orbigny, 1852)
Fissurina marginata (Montagu, 1803)
Fissurina orbignyana Seguenza, 1862
Fursenkoina schreibersiana (Czjzek, 1848)
Glandulina laevigata (d'Orbigny, 1826)
Globocassidulina crassa (d'Orbigny, 1839)
Globocassidulina subglobosa (Brady, 1881)
Globulina gibba (d'Orbigny in Deshayes, 1832)
Gyroidina umbonata (Silvestri, 1898)
Hansenisca soldanii (d'Orbigny, 1826)
Hanzawaia boueana (d'Orbigny, 1846)
Laevidentalina communis (d'Orbigny, 1826)
Lagena laevigata calostoma Fornasini, 1901
Lagena semistriata Williamson, 1848
Lenticulina calcar (Linnaeus, 1758)
Lenticulina cultrata (Monfort, 1808)

Lenticulina gibba (d'Orbigny, 1839)
Lenticulina inornata (d'Orbigny, 1846)
Lenticulina rotulata (Lamarck, 1804)
Lotostomoides asperula (Neugeboren, 1852)
Marginulina hirsuta d'Orbigny, 1826
Mucronina hasta Parker, Jones & Brady, 1865
Neugeborina longiscata (d'Orbigny, 1846)
Nonion boueanum (d'Orbigny, 1846)
Oridorsalis tenerus (Brady, 1884)
Orthomorphina jedlitschkai (Thalmann, 1937)
Pullenia bulloides (d'Orbigny, 1846)
Pyramidulina aequalis (Reuss, 1863)
Quinqueloculina seminula (Linnaeus, 1758)
Reussoolina laevis (Montagu, 1803)
Saracenaria arquata d'Orbigny, 1846
Saracenaria italica Defrance, 1824
Seguenzaella lacunata (Burrows & Holland, 1965)
Siphonodosaria consobrina (d'Orbigny, 1846)
Siphonodosaria lepidula (Schwager, 1866)
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny in Deshayes, 1828
Spirorutilus carinatus (d'Orbigny, 1846)
Strictocostella advena (Cushman & Laiming, 1931)
Trifarina angulosa (Williamson, 1858)
Uvigerina barbatula Macfadyen, 1930
Uvigerina peregrina Cushman, 1923
Vaginulina legumen (Linnaeus, 1758)
Vaginulinopsis inversa carinata Silvestri, 1904
Valvulineria bradyana (Fornasini, 1900)
Vulvulina pennatula (Batsch, 1791)

Planctónicos

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826
Globigerinella obesa (Bolli, 1957)
Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr & Collins, 1934)

Globigerinoides sacculifera (Brady, 1877)

Globorotalia praemenardii Cushman & Stainforth, 1945

Orbulina universa d'Orbigny, 1839

Paragloborotalia mayeri (Cushman & Ellisor, 1939)

Turborotalita quinqueloba (Natland, 1938)

Algunas de estas especies tienen una distribución en el tiempo más limitada, como *Paragloborotalia mayeri* (Cushman & Ellisor), cuyo rango estratigráfico comprende las zonas N4A (Oligoceno final) a N14 (Mioceno medio), o *Globorotalia praemenardii* Cushman & Stainforth, que se distribuye entre las zonas N10 y N12 (Kennett & Srinivasan, 1983; BouDagher-Fadel, 2015).

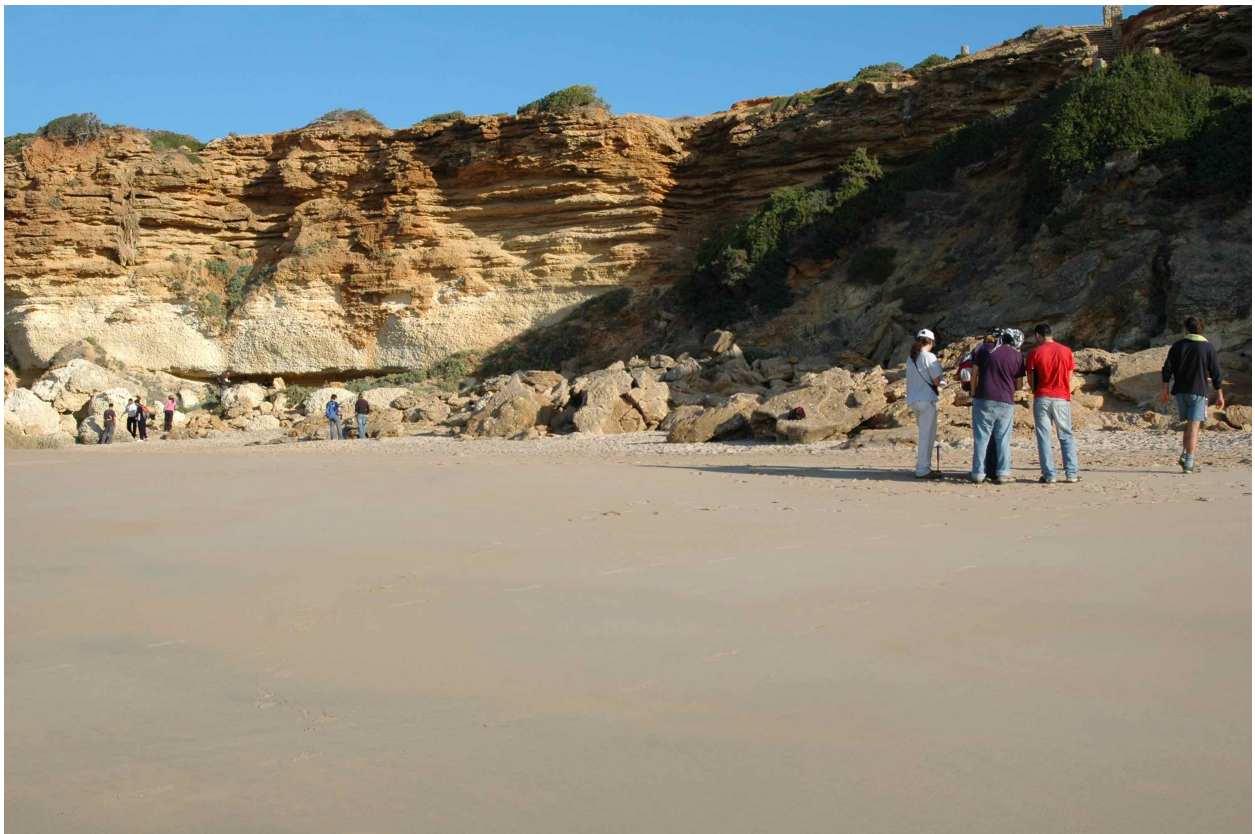
Estas edades coinciden con las de los materiales neógenos al norte del río Cañoles (Usera, 1974a; Gutiérrez *et al*, 1984), pero no con la de IGME (1976), que asigna a todas las margas de tipo *tap* y al afloramiento del Mioceno aquí estudiado, una edad Tortoniense en base a la presencia de algunas especies de foraminíferos planctónicos cuya aparición se registra ya en el Mioceno superior (IGME, 1976). Consideramos que es necesaria una revisión de la edad de estos materiales del Mioceno al sur de la provincia de Valencia, para determinar con precisión el final de la sedimentación marina miocena en esta zona

Referencias

- BouDagher-Fadel, M.K. 2015. Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. UCLPRESS, 298 p.
- Calvo Sorando, J.P., Ordóñez Delgado, S. & Usera Mata, J. 1974. Estudio del Terciario marino de la sierra del Muñón (Prov. Albacete y Valencia). *Acta Geológica Hispánica*, **5**: 174–178.
- Colom, G. 1936. Los foraminíferos de las margas azules de Enguera (provincia de Valencia). *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, **36**(4): 205–225.
- Gutiérrez, G., Elízaga, E., Goy, J.L., Nieto, M. & Robles, F. 1984. *Memoria explicativa del mapa geológico de la provincia de Valencia escala 1:200.000*. Diputación Provincial de Valencia, Universidad de Valencia, Instituto Geológico y Minero de España. 61 p.
- IGME, 1976. Memoria del Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Canals. 37 p.
- Kennett, J.P. & Srinivasan, M.S. 1983. Neogene Planktonic Foraminifera. A Phylogenetic Atlas. Hutchinson Ross Publishing Company. 265 p.

- Usera, J. 1972. Paleogeografía del Mioceno en la provincia de Valencia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, **70**: 307–315.
- Usera, J. 1973. Nuevas especies de foraminíferos de la provincia de Valencia. Parte I. *Rotalia beccarii globula*, COLOM, 1936, *Ammonia globula* (COLOM, 1936). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, **71**: 183–193.
- Usera, J. 1974 a. Microbioestratigrafía del Neógeno marino en la provincia de Valencia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, **72**: 213–228.
- Usera, J. 1974b. Estudio micropaleontológico (Foraminíferos) del Mioceno marino de la Sierra del Besori (Valencia). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Sección Geológica, **72**: 203–212.
- Usera, J. 1975. Las faunas de microforaminíferos miocenos de los alrededores de Valencia. *Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario primer Centenario (1971) **1**: 465–475.

GUÍA DE CAMPO:
El Plioceno marino
de la costa de
Cádiz



El Plioceno marino de la costa de Cádiz

JULIO AGUIRRE

Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Campus de Fuentenueva s/n
Universidad de Granada, 18002 Granada.

jaguirre@ugr.es

1. ANTECEDENTES

El primer estudio integrado de la geología de la provincia de Cádiz se remonta a la segunda mitad del siglo XIX (Mac-Pherson, 1873). Mac-Pherson realizó un análisis de la toda geología gaditana, incluyendo materiales desde el Mesozoico hasta el Cuaternario. Además de realizar numerosos cortes geológicos distribuidos por toda la provincia y levantar numerosas columnas estratigráficas, hizo un mapa geológico de toda la provincia, probablemente el primer mapa de estas características publicado que se conoce para la región.

En lo que al Plioceno se refiere, Mac-Pherson (1873) estableció lo que podríamos considerar la estratigrafía básica para este intervalo de tiempo. A partir de un corte geológico que exponía de forma excepcional todo el conjunto plioceno en la playa de Santa María del Mar (Cádiz [actualmente, esta sección ya no existe tras una remodelación del paseo marítimo de la ciudad y tras las labores de revestimiento de los acantilados que existían en algunas zonas de la playa]), Mac-Pherson reconoció dos grandes conjuntos litológicos: a) un conjunto inferior caracterizado por unas «...arenas incoherentes y margas más o menos arenáceas....» (Mac-Pherson, 1873; p. 92); y, b) un conjunto superior que denominó “calcáreo basto” y que dividió, a su vez, en dos tramos. El inferior está constituido por una caliza bioclástica con una gran concentración de fósiles mientras que el superior se caracteriza por su alto contenido en terrígenos,

esencialmente cantos de cuarzo y cuarcita, rasgo que lo diferencia del tramo subyacente. Así mismo, señala la existencia de cantos procedentes del tramo inferior incluidos en el tramo superior, lo que evidenciaría la existencia de una discordancia con un levantamiento y retrabajamiento posterior de los depósitos infrayacentes. Mac-Pherson (1873) diferenció los materiales de los dos conjuntos por los fósiles encontrados y la edad de todos los materiales la estableció según la estratigráfica regional. No obstante, dentro del conjunto denominado “calcáreo basto” incluyó materiales que hoy sabemos pertenecen al Mioceno superior.

Al margen de estos detalles de tipo cronológico, como se verá más adelante, estas características litológicas establecidas por Mac-Pherson son de gran importancia para entender la estratigrafía básica y para establecer correlaciones estratigráficas en la zona e inferir la evolución paleogeográfica de la costa atlántica de Cádiz durante el Plioceno (Aguirre, 1995).

Tras el trabajo de Mac-Pherson (1873), el ingeniero de minas Juan Gavala y Laborde realizó una serie de estudios sobre la geología de la provincia, abarcando desde los depósitos del Trías hasta la actualidad (Gavala, 1916, 1921, 1924, 1927). Todos estos estudios, junto con una cartografía geológica del entorno de la Bahía de Cádiz aparecen de forma sintetizada en un libro recopilatorio (Gavala, 1959). El mapa geológico de la Bahía de Cádiz (Gavala, 1924; reproducido posteriormente en Gavala, 1959) es de tal precisión que sigue usándose en la actualidad prácticamente sin modificaciones.

Dentro del Plioceno, Gavala también reconoció dos conjuntos litológicos, uno inferior formado por arenas con *Pleuromectia cristata* (= *Amusium cristatum*) y *Pecten excisum* (= *Palliolum (Lissochlamys) excisum*) y que es equivalente a las arenas y margas arenosas inferiores de Mac-Pherson (1873). El conjunto superior estaría compuesto por «.....conglomerados, a que llaman en la localidad “piedra de la mar” y “piedra ostionera” por la infinidad de conchas de ostras y péctenes que contiene, [que] sustentan bancos de arenas arcilloso-calíferas con intercalaciones de areniscas y calizas conchíferas....» (Gavala, 1927, pags. 4-5). Estos materiales serían parcialmente equivalentes al “calcáreo basto” de Mac-Pherson (1873). Así mismo, al norte de Jerez de la Frontera y ya dentro de la provincia de Sevilla (Lebrija y El Cuervo) Gavala (1916) señaló por primera vez la existencia de calizas lacustres y que describió ampliamente más adelante (Gavala, 1959). Gavala (1916, 1921, 1959) asignó todos los materiales marinos al Astiense, entendido por Gavala como Plioceno medio, por la

presencia de *P. excisum*. Las calizas lacustres las atribuyó al Plioceno sin mayor precisión, simplemente por estar encima de las arenas marinas del Plioceno medio (Gavala, 1959).

Posteriormente a los trabajos de Gavala solo existen algunas publicaciones que tratan de forma puntual, a veces casi anecdótica, los materiales pliocenos de Cádiz (Alonso Rodríguez, 1952; Hernández Pacheco & Amor, 1964; Mabesoone, 1963; Aguirre *et al.*, 1967; Chauve, 1967). A principios de los setenta se introducen nuevos datos biocronológicos, sedimentológicos, tectónicos y paleogeográficos sobre el Neógeno de la Bahía de Cádiz, aunque la estratigrafía básica de dos unidades propuesta por Gavala para el Plioceno se mantiene. El gran avance que aportan estos trabajos es el establecimiento de la edad según el contenido en foraminíferos plantónicos. Viguiet & Magné (1972) y Viguiet (1974) atribuyen la base de las arenas del conjunto inferior al Plioceno inferior por la presencia de *Globorotalia margaritae* y la parte alta al Plioceno medio por la presencia de *Globorotalia crassaformis*. Por su parte, el conjunto superior atribuido a la roca ostionera, Viguiet (1974) diferenció dos tramos al igual que hizo Mac-Pherson (1873), uno inferior caracterizado por una lumaquela con grandes conchas de pectínidos y ostreidos, asignado al Plioceno superior por la presencia de *Pecten benedictus*, y otro tramo suprayacente con una asociación faunística similar a la del tramo inferior pero de menor tamaño. Este segundo tramo lo asigna al tránsito Plioceno–Pleistoceno aunque sin criterios bioestratigráficos dada la ausencia de marcadores biocronológicos. En cuanto a las calizas lacustres, Viguiet (1974) las asignó a la parte alta del Plioceno inferior, sin descartar una edad de Plioceno superior, pero sin criterios bioestratigráficos.

En cuanto a la interpretación paleoambiental, Viguiet (1974), siguiendo en parte las ideas de Gavala (1927, 1959), propuso un modelo de somerización gradual durante el Plioceno. Tras la transgresión de la base del Plioceno, Viguiet (1974) propone la existencia de una plataforma poco profunda que fue somerizándose durante el Plioceno inferior y medio hasta implantarse condiciones litorales y de isla barrera-lagoon al final del Plioceno superior o ya en el tránsito Plioceno-Pleistoceno. Con el descenso paulatino del nivel del mar, en el interior se habrían formado cuencas lacustres una vez que perdieron la conexión directa con el mar abierto.

Gutiérrez-Mas *et al.* (1991), en su libro sobre la geología de Cádiz, mantienen el mismo esquema estratigráfico y biocronológico, así como la evolución

paleoambiental, establecidos por Gavala (1959) y Viguier (1974). No obstante, en relación con el modelo sedimentario, estos autores proponen la existencia de depósitos deltaicos que avanzarían hacia el OSO.

A lo largo de la década de los noventa se publicaron una serie de trabajos en los que se propone un esquema estratigráfico diferente, consistente en la existencia de tres unidades estratigráficas separadas por discordancias, y se establece una cronología para dichas unidades (Aguirre, 1991, 1992, 1995, 1998; Ferriz & Aguirre 1992, Aguirre *et al.*, 1993, 1995). Esta nueva estratigrafía modifica la evolución sedimentaria, paleoambiental y paleogeográfica establecidas hasta el momento como una secuencia de cambio gradual según avanzaba la regresión a lo largo de todo el Plioceno. Recientemente, Gutiérrez-Mas & Mas (2012, 2013) han introducido interpretaciones radicalmente diferentes que atañen a la cronología de los materiales pliocenos y a la interpretación paleoambiental de los mismos. Los diferentes aspectos de controversia serán tratados y discutidos más adelante, en los apartados de descripción de las diferentes unidades pliocenas.

2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS PLIOCENOS EN LA PROVINCIA DE CÁDIZ

La mayor parte de los afloramientos de edad Plioceno se localizan a lo largo de la costa de Cádiz (**Fig. 1**). En la parte atlántica de la provincia, el Plioceno se extiende de forma más o menos continua desde Sanlúcar de Barrameda hasta Conil de la Frontera. Al sur de Conil el Plioceno vuelve a aflorar en una pequeña zona al E de Vejer de la Frontera, en las proximidades a la desembocadura del Río Barbate (Mac-Pherson, 1873; Benkheilil, 1976; Zazo, 1980; Gutiérrez-Mas *et al.*, 1991; Rico *et al.*, 2008). En la ensenada de Bolonia aflora un conjunto de materiales muy fosilíferos cuya edad no ha podido establecerse dada la ausencia de foraminíferos planctónicos. Sin embargo, el carácter de las facies y la malacofauna sugiere que pudieran atribuirse al Plioceno sin mayor precisión. En la fachada mediterránea de la provincia de Cádiz, el Plioceno aflora de forma extensa en la cuenca de San Roque y en la frontera con la provincia de Málaga, en la cuenca de Manilva (Aguirre, 2000; Aguirre *et al.*, 2005, 2017) (**Fig. 2**).

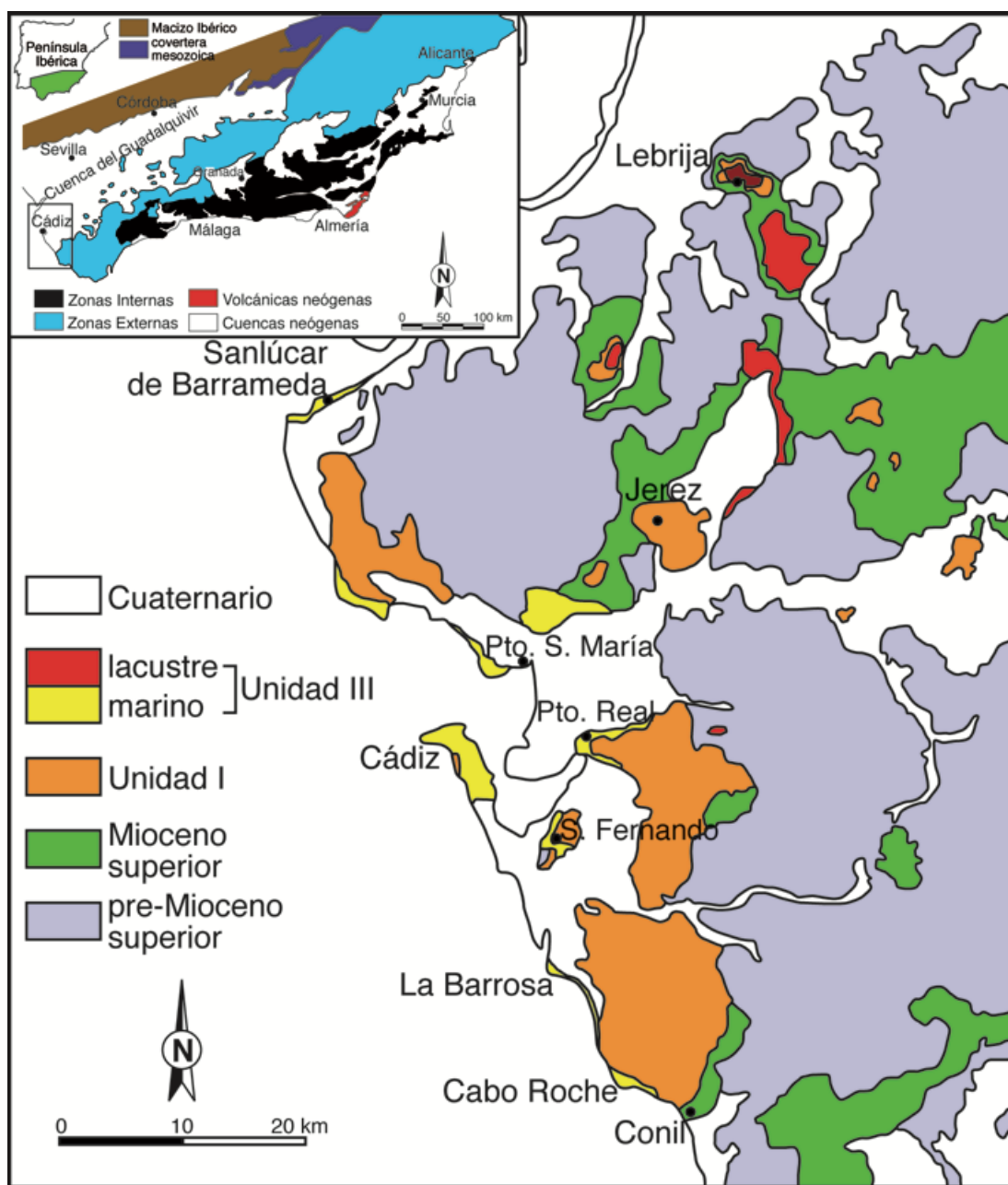


Figura 1. Mapa geológico de la zona occidental de la provincia de Cádiz.

Hacia el interior de la provincia, materiales marinos del Plioceno inferior se extienden por Jerez de la Frontera y hacia la provincia de Sevilla. Se trata de limos y arenas, ocasionalmente muy fosilíferas, que suelen intercalar capas tabulares más cementadas de arenas que se disponen discordantes sobre arcillas azules del Mioceno superior.

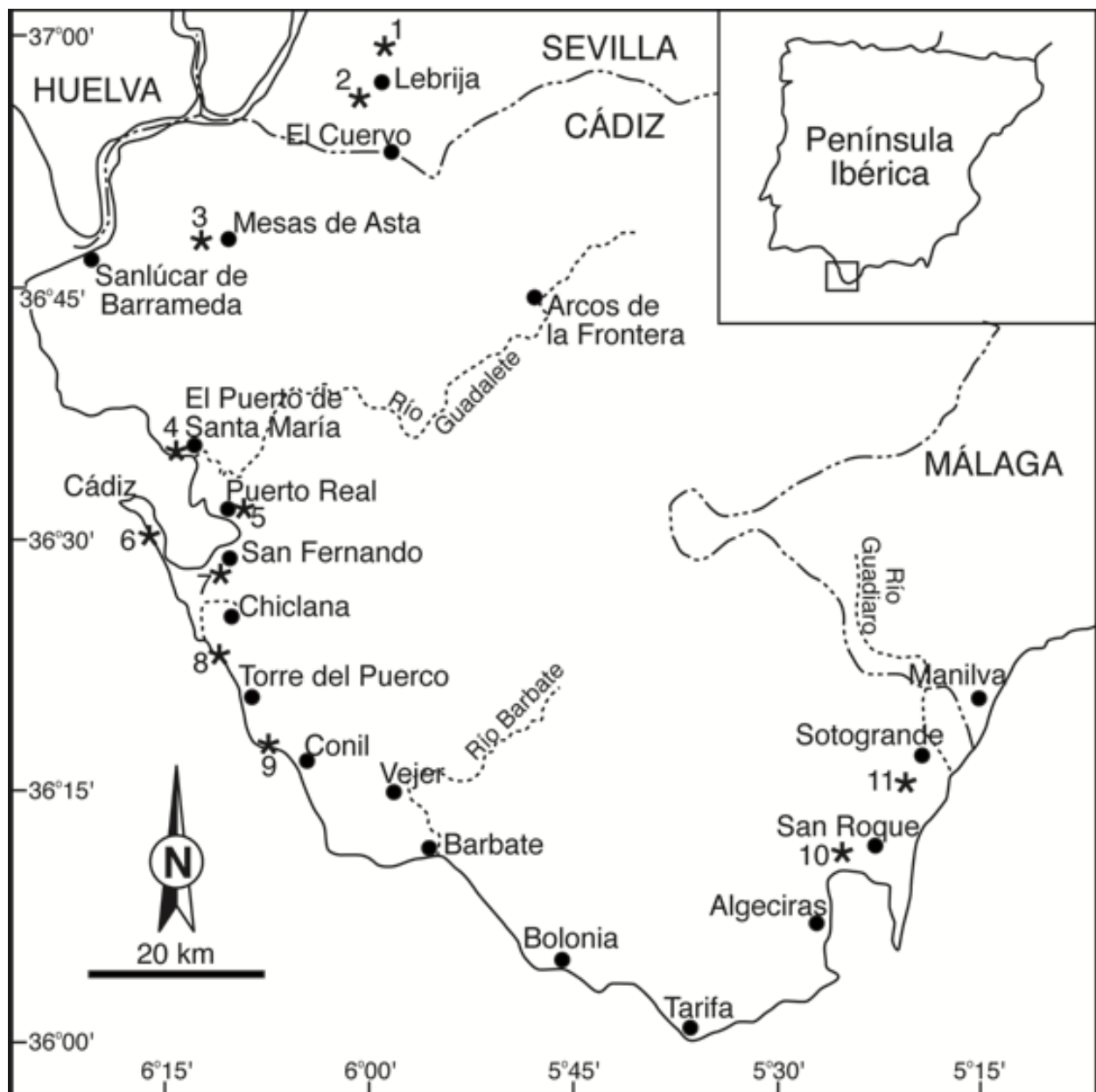


Figura 2. Localización de sitios mencionados en el texto. Los asteriscos indican puntos donde se observa la discordancia que separa la Unidad III de las infrayacentes: 1. Cerro San Benito; 2. Castillo de Lebrija; 3. Mesas de Asta; 4. Castillo de Santa Catalina; 5. Cantera del Pinto; 6. Playa de Santa María (actualmente desaparecido); 7. Cerro de los Mártires; 8. La Barrosa; 9. Cabo Roche; 10. Loma de la Pólvora (estación de San Roque). 11. Km 130.5 de la carretera nacional 340 Cádiz-Málaga.

En el margen NO del extremos occidental del valle del Guadalquivir, el Plioceno se extiende por el actual valle del río hasta las inmediaciones a Sevilla (Díaz *et al.*, 1988). En Carmona (Sevilla) también se ha señalado la existencia de materiales pliocenos (Perconig, 1966, 1973; Perconig & Granados, 1973; Berggren & Haq, 1976).

En la actualidad, los afloramientos Pliocenos más espectaculares de la provincia de Cádiz, por su desarrollo vertical y su continuidad lateral, se localizan a lo largo de la costa atlántica de Cádiz, entre La Barrosa (Chiclana de la Frontera) y Conil de la Frontera. Será en esa zona donde se realicen las diferentes paradas programadas para esta salida de campo.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA DEL PLIOCENO DE CÁDIZ

La zona a visitar durante esta excursión se localiza en el extremo suroeste de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 1), una cuenca de antepaís localizada entre un margen pasivo al norte, el margen sudibérico, y otro margen activo al sur, la Cordillera Bética. La Cuenca del Guadalquivir se originó en el Tortonense inferior tras la emersión de los sedimentos que constituyen la Zona Prébetica, en el extremo oriental de la Cordillera Bética, provocando el cierre del denominado Estrecho Norbético (Martín *et al.*, 2009, 2014). Estudios de subsuelo ponen de manifiesto que, una vez individualizada, el relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir se caracteriza por la migración hacia el OSO de diferentes sistemas turbidíticos por la zona axial de la cuenca que se intercalan entre sedimentos margosos autóctonos de la cuenca (Riaza & Martínez del Olmo, 1996; Martínez del Olmo & Martín, 2016). Así mismo, la zona sur de la cuenca recibió depósitos de flujos de masas derivados de los frentes de cabalgamiento que dieron lugar a la estructuración y emersión de la Zona Subbética (Sanz de Galdeano & Vera, 1992; Braga *et al.*, 2002). Estos depósitos olistostrómicos alcanzaron hasta la zona axial de la cuenca.

Los sedimentos marinos emergidos de la Cuenca del Guadalquivir se extiende desde el Tortonense hasta el final del Plioceno (Pleistoceno?). La edad de estos materiales es progresivamente más reciente desde el noreste hacia el suroeste como consecuencia del avance de los sistemas de depósito según se rellenaba la cuenca. De esta forma, en el extremo occidental de la cuenca se

encuentran los sedimentos marinos emergidos más modernos de dicho relleno sedimentario; Plioceno superior (quizás Pleistoceno?).

En el área de estudio, los materiales pliocenos pueden dividirse en tres unidades separadas por discordancias: de muro a techo denominadas informalmente Unidad I, Unidad II, y Unidad III (Aguirre, 1991, 1995; Aguirre *et al.*, 1995). La discordancia inferior separando las Unidades I y II es una superficie de omisión que implica un importante cambio paleogeográfico y paleoambiental. La discontinuidad superior es una discordancia angular y erosiva que separa la Unidad III de las anteriores. Esta discordancia se encuentra en numerosos puntos de la provincia de Cádiz (**Fig. 2**) y puede correlacionarse con la discordancia que se observa en otras zonas de la Cordillera Bética (Aguirre, 1995).

A continuación se describen de forma general las características sedimentológicas y paleontológicas de las diferentes unidades para posteriormente detallar dichas características en las paradas propuestas.

3.1. Unidad I

Esta unidad es la de mayor extensión cartográfica (**Fig. 1**). Desde un punto de vista sedimentológico, la Unidad I se caracteriza por presentar una gran homogeneidad de facies. La base de la unidad, allí donde aflora, está constituida por arcillas azules. Hacia techo el tamaño de grano aumenta pasándose a limos y finalmente a arenas finas a medias. Estas últimas son las facies que mayor representación superficial muestran en la provincia de Cádiz. Estas arenas incluyen numerosos fósiles dispersos y, además, intercalan localmente niveles de concentración de fósiles. Los organismos predominantes son moluscos (bivalvos y gasterópodos) seguidos de equinodermos, balánidos, briozoos y, de forma anecdótica, braquiópodos. En estas arenas son frecuentes también los restos de vertebrados marinos, como restos óseos de cetáceos así como dientes y vértebras de seláceos. Si bien estos son los rasgos generales de esta unidad en la mayor parte de la provincia de Cádiz donde aflora, en las zonas propuestas para este estudio se observan algunas diferencias, especialmente en la zona de La Barrosa. Estos detalles sedimentológicos y paleontológicos se tratarán más adelante, en los apartados de las paradas propuestas.

En conjunto, los depósitos de la Unidad I representan una secuencia de somerización hacia techo formados en una plataforma marina. Localmente en La

Barrosa, como veremos más adelante, esta unidad está formada por carbonatos de plataforma que se depositaron en zonas protegidas de la alimentación terrígena predominante.

Desde un punto de vista paleogeográfico, durante el depósito de esta unidad, en la zona del Bajo Guadalquivir se formó una amplia bahía que se adentraba por la cuenca del río hasta, al menos, los alrededores de Carmona (**Fig. 3a**). La progresiva bajada del nivel del mar y la progradación de los sistemas litorales produjeron el avance del relleno sedimentario colmatando gradualmente esta amplia bahía. De esta forma, la paleocosta migró hasta ocupar una posición más próxima a la línea de costa actual al final del Plioceno inferior (**Fig. 3a**).

Numerosas muestras tomadas en distintos puntos donde aflora la unidad han permitido establecer la cronología de la misma. En la base de la unidad se encuentran *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia margaritae*, *G. cf. cibaoensis*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis seminulina* y *S. paenedehiscens*. El techo de la Unidad I, al representar una discordancia angular y erosiva presenta una edad diferente dependiendo de los puntos. La edad más moderna se registra en Cabo Roche, en una posición muy distal donde a penas se registra erosión. Entre los foraminíferos planctónicos con significado biocronológico se encuentran *Globorotalia margaritae*, *G. hirsuta*, *G. crassaformis* y *G. puncticulata*. Estos datos indican que toda la unidad es Plioceno inferior (biozonas PL 1 y PL 2 de Wade *et al.*, 2011).

3.2. Unidad II

Actualmente, la única zona donde aflora esta unidad es el tramo costero que se extiende desde el faro de Cabo Roche hacia el E, hasta las proximidades a la Cala de Puntalejo. Antes de la remodelación del paseo marítimo de la ciudad de Cádiz, esta unidad también afloraba en la Playa de Santa María del Mar. Aquí esta unidad sería equivalente a las calizas bioclásticas muy cementadas del tramo inferior del calcáreo basto de Mac-Pherson (1873) o la lumaquela cementada de Viguier (1974).

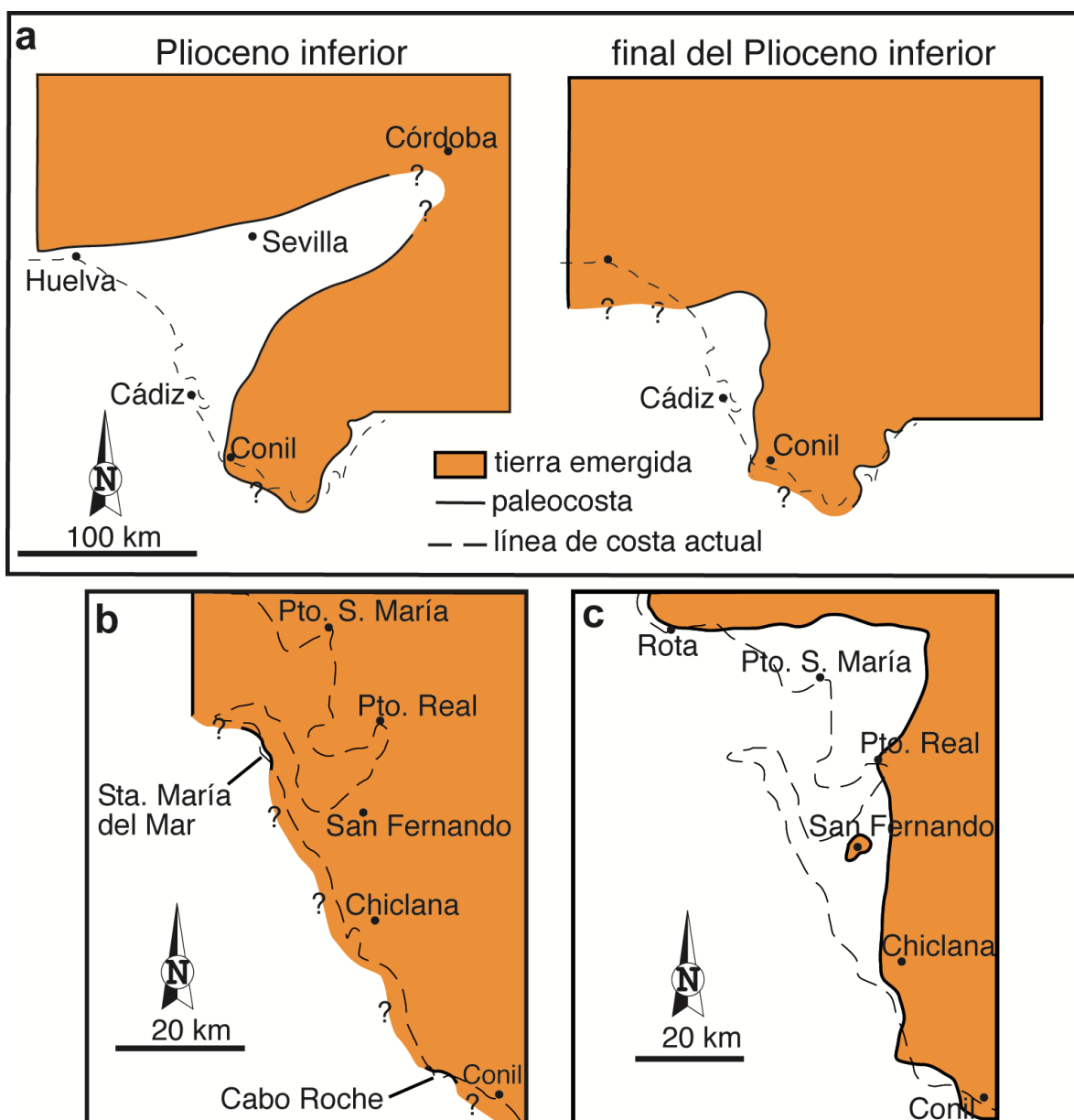


Figura 3. Reconstrucciones paleogeográficas durante el Plioceno. **a)** Evolución de la línea de paleocosta durante el depósito de la Unidad I, Plioceno inferior. **b)** Situación de la paleocosta durante el depósito de la Unidad II, tránsito Plioceno inferior-superior o base del Plioceno superior. La sedimentación marina se produjo en pequeñas ensenadas localizadas en Santa María del Mar (Cádiz) y al este de Cabo Roche (Conil), ambas localidades muy próximas a la línea de costa actual. **c)** Situación de la paleocosta durante el depósito de la Unidad III, Plioceno superior. Un delta progradó en el interior de la Bahía de Cádiz durante la formación de esta unidad. La influencia de los depósitos terrígenos alcanzó La Barrosa y, hacia el final del depósito de esta unidad, la zona de Cabo Roche.

La Unidad II se dispone siempre sobre materiales de la Unidad I. El contacto entre ambas unidades está caracterizado por una superficie intensamente bioturbada por *Thalassinoides*. Justo en el límite entre unidades se preserva una densa red de galerías horizontales con las características bifurcaciones en “Y” (**Fig. 4**). El tramo vertical de estas trazas tan solo se observa puntualmente. Dichas trazas se encuentran rellenas por el sedimento de la base de la Unidad II. Se trata de una superficie de omisión con parada en la sedimentación que favoreció la expansión de poblaciones de crustáceos que biturbaron el fondo marino. El hecho de que solo se preserve la red de galerías horizontales y solo ocasionalmente parte de las galerías verticales implica un proceso de erosión previo al depósito de la Unidad II (Aguirre, 1995). Así mismo, como se detallará más adelante en la explicación de la tercera parada, el contacto entre la Unidad I y la Unidad II representa un cambio neto y radical en las condiciones de depósito, desde un ambiente de plataforma externa por debajo del oleaje de tormentas a una ambiente de plataforma interna somera. Dicho cambio radical en las condiciones evidencia la naturaleza de esta discontinuidad.



Figura 4. Superficie límite entre las Unidades I y II caracterizada por una intensa bioturbación por *Thalassinoides*.

La ausencia de sedimentos finos con potencial para ser datados con foraminíferos plantónicos debido a la naturaleza bioclástica y somera de las facies de esta unidad han impedido obtener datos biocronológicos. No obstante, su posición estratigráfica indicaría una edad de Plioceno inferior terminal o tránsito Plioceno inferior-Plioceno superior.

Desde un punto de vista paleogeográfico, el hecho de que esta unidad presente una distribución espacial tan limitada y unas facies tan someras sugiere que prácticamente toda la costa actual Atlántica gaditana debió estar expuesta y solo se produjo depósito marino en pequeñas ensenadas (**Fig. 3b**). De ahí que aparezca tan solo en los alrededores de Cabo Roche y, aunque ya no se observe, en la Playa de Santa María del Mar en Cádiz.

3.3. Unidad III

Esta unidad es la que mayor disparidad de sedimentos y facies muestra en toda la zona donde aflora, desde Sanlúcar de Barrameda, al N de la Bahía de Cádiz, hasta las proximidades a Conil de la Frontera. En toda su extensión, los materiales de la Unidad III se disponen discordantemente (discordancia angular y erosiva) sobre depósitos más antiguos de la Unidad I o sedimentos pre-pliocenos (**Fig. 5**). En la actualidad, los depósitos marinos de esta unidad que mayor desarrollo vertical presentan se encuentran en el área de Cabo Roche y en La Barrosa (**Figs. 1-2**). En ambas localidades esta unidad puede seguirse lateralmente, observando todo su desarrollo vertical, a lo largo de varios kilómetros de afloramiento continuo. Esto permite hacer un estudio detallado de los cambios laterales de facies que ayuda a hacer una interpretación paleoambiental y paleogeográfica muy precisa.

Hacia el norte, en los alrededores del interior de la Bahía de Cádiz, se encuentran afloramientos muy dispersos y de escaso desarrollo vertical. El progresivo avance en la construcción de viviendas o en el acondicionamiento de zonas viales ha llevado a la destrucción de algunos afloramientos que tuvieron su importancia durante las décadas de los setenta y de los ochenta. Por ejemplo, Zazo *et al.* (1977) propusieron un afloramiento localizado en una cantera al NE de Puerto Real como la única localidad en la Península Ibérica que podría contener el límite Plio-Pleistocene en facies marinas. Más adelante, Zazo *et al.* (1985) indicaron la posible presencia de este límite en facies litorales y mixtas en la cantera de La Florida, al N de El Puerto de Santa María.



Figura 5. Discordancia angular que separa la Unidad III de las unidades infrayacentes. **a)** La Barrosa. La Unidad I buza ligeramente hacia el NNO mientras que los conglomerados bioclásticos de la Unidad III se disponen horizontalmente. **b)** Mesas de Asta (N de Jerez). Aquí, la Unidad III (horizontal) se dispone sobre la Unidad I (buzando hacia el E) mediante una discordancia angular y erosiva. **c)** Vista panorámica tomada desde el faro de Cabo Roche hacia

el E, desde Cala del Aceite (izquierda de la foto) hasta Cala de El Puntalejo (derecha de la foto). La Unidad III se dispone horizontalmente (base de la unidad marcada por las puntas de flechas blancas) sobre materiales buzando ligeramente hacia el ONO de la Unidad II y Unidad I. Las flechas negras marcan el acuñamiento hacia el E (derecha de la foto) de una capa blanquecina de la Unidad II (nivel de rodolitos).

En el interior de la provincia de Cádiz, en Mesas de Asta (Jerez de la Frontera), y ya en la provincia de Sevilla (en las localidades de El Cuervo y Lebrija) afloran depósitos continentales temporalmente equivalentes a la Unidad III (**Fig. 1**). Se reconocen dos tramos, uno inferior de arenas cuarzosas de origen fluvial y otro superior formado por calizas tabulares entre las que se intercalan niveles de arcillas marrones y margas diatomíticas. Este tramo superior representa depósitos lacustres; las calizas lacustres que ya describió Gavala (1916, 1959). Asociados a las diatomitas se encuentran nódulos y niveles de sílex. Tanto en las calizas como en las arcillas marrones se encuentran abundantes restos de gasterópodos continentales. Además, en las capas de arcillas también se encuentran numerosos restos de vertebrados continentales, fundamentalmente micromamíferos, además de peces y reptiles. Las asociaciones de micromamíferos permiten atribuir estas calizas lacustres al Plioceno superior (Aguirre *et al.*, 1995).

En el entorno de la Bahía de Cádiz, los depósitos marinos de la Unidad III están representados esencialmente por materiales terrígenos y, ocasionalmente, terrígeno-carbonatados mixtos. Se trata de conglomerados y arenas en general muy fosilíferas entre los que se intercalan localmente arcillas y limos arcillosos (Aguirre, 1991, 1995; Ferriz & Aguirre, 1992). Según la división establecida por Mac-Pherson (1873), los materiales de esta unidad equivaldrían al tramo superior del calcáreo basto descrito por este autor. Cabe resaltar la presencia de estratificaciones cruzadas (en artesa y planares) tanto en los conglomerados como en las arenas. En los limos y arcillas, por su parte, es bastante común la presencia de nódulos de carbonato cálcico pulverulento. Así mismo, también se han descrito bioconstrucciones monoespecíficas formadas por el ostreido *Saccostrea cuccullata* preservadas *in situ* dentro de los limos (Aguirre, 1998). Desafortunadamente, el ejemplo más espectacular se encontraba en una cantera al NE de Puerto Real, donde Zazo *et al.* (1977) propusieron el límite

Plio-Pleistoceno pero que ya ha desaparecido. Finalmente, en la zona de Cabo Roche, esta unidad presenta unas características netamente diferentes, con sedimentación carbonatada (ver más adelante).

La edad de esta unidad se ha podido establecer gracias a las asociaciones de foraminíferos plantónicos. No obstante, los foraminíferos plantónicos tampoco son tan abundantes ya que los sedimentos son de grano grueso y representan facies siempre muy someras. Localmente, en la parte baja de la unidad se han podido identificar ejemplares de *Sphaeroidinellopsis seminulina*. La extinción de este género en el Atlántico (3.16 Ma) marca el techo de la biozona PL 3, biozona que contiene el límite Plioceno inferior-superior (Berggren *et al.*, 1995; Wade *et al.*, 2011). En la parte alta de la unidad (aunque no en el techo) se encuentran ejemplares de *Globigerinoides extremus*, especie que no pasa al Pleistoceno (Berggren *et al.*, 1983; Kennett & Srinivasan, 1983; Channell *et al.*, 1990). El estudio de paleomagnetismo realizado en las calizas lacustres de la Unidad III indican que se formaron durante un periodo de magnetismo inverso (Aguirre *et al.*, 1995). Esto implica que las asociaciones de micromamíferos encontradas deberían pertenecer a alguna de las dos inversiones magnéticas del Cron magnético normal C2An o al Cron inverso C2r. Es decir, confirmaría la edad de Plioceno superior (Aguirre *et al.*, 1995). No obstante, no se puede descartar que la parte final de la Unidad III pueda pertenecer ya al Pleistoceno inferior (Gelasiense).

El estudio sedimentológico de la Unidad III y de la distribución de facies en el entorno de la Bahía de Cádiz indica que dicha unidad se formó en un ambiente deltaico dominado por el oleaje y las mareas (Férriz & Aguirre, 1992; Aguirre, 1995). En este contexto, los limos y arcillas con desarrollos de bioconstrucciones de ostreidos se interpretan como depósitos en bahías interdistributarias o lagunas costeras parcialmente aisladas del medio marino por barras arenosas (**Fig. 3c**). Resulta evidente que el inicio de la sedimentación marina de la Unidad III se produjo en zonas que previamente estuvieron emergidas durante la formación de la Unidad II. En este contexto, la discordancia que separa la unidad superior de las anteriores supuso, además de un cambio en las condiciones de depósito y en la naturaleza de los sedimentos, un cambio paleogeográfico importante (Aguirre, 1995). Todo apunta a que se inició durante un pulso tectónico que hundiría parte de la actual Bahía de Cádiz unido a una subida relativa de nivel del mar, inundándose zonas previamente expuestas.

4. EXPLICACIÓN DE LAS PARADAS

Dada la excelente calidad de los afloramientos y la accesibilidad a los mismos, las paradas que se realizarán durante esta salida de campo serán a los acantilados de La Barrosa y de Cabo Roche, y a lo largo de la Fuente del Gallo.

4.1. Primera parada: La Barrosa

4.1.1. Unidad I

El Plioceno en La Barrosa está representado por las Unidades I y III. Ambas unidades aparecen separadas por una discordancia angular (**Fig. 5a**). Aguirre (1991, 1995) asignó un nivel de medio metro de espesor y con muy poco desarrollo horizontal que afloraba en el extremo S de La Barrosa a la Unidad II. Sin embargo, el retroceso del acantilado marino en el que se exponía este nivel ha permitido reinterpretarlo como calcirruditas muy cementadas de la Unidad I.

La Unidad I buza ligeramente hacia el NNO y está constituida por sedimentos carbonatados en los que se intercalan dos niveles de arenas finas-limos. Los carbonatos están caracterizados por facies de rudstone dominados por moluscos y balánidos y, en menor proporción, briozoos y equinodermos (**Figs. 6a-b**). Los fósiles se encuentran muy fragmentados con algunas valvas de pectínidos completas, aunque desarticuladas, dispersas. También aparecen niveles de concentración de fósiles a distintas alturas de la sección (**Figs. 6c-d**). Es frecuente encontrar valvas desarticuladas encajadas unas en otras (ordenación *stacking*) y con la concavidad hacia techo (**Fig. 6e**). Se observan estratificaciones cruzada en artesa de pequeña y mediana escala. También aparecen numerosas trazas fósiles atribuibles a *Scolicia* (?) y estructuras de escape (**Figs. 7a-b**).

En la parte inferior de la sección (la base de la secuencia no aflora) y en la parte media se intercalan dos niveles de arenas finas y limos de color verdoso que presentan trazas de bioturbación verticales. En el nivel arenoso superior, se encuentran trazas atribuibles al icnogénero *Scalichnus* ya que se encuentran los productores, individuos completos y articulados de *Panopea* conservados en posición de vida en el interior de las galerías (**Figs. 7c-d**). Diversas trazas de distintos tamaños aparecen truncadas por niveles de concentración de fósiles de espesor centimétrico y con bases erosivas (**Fig. 7e**).

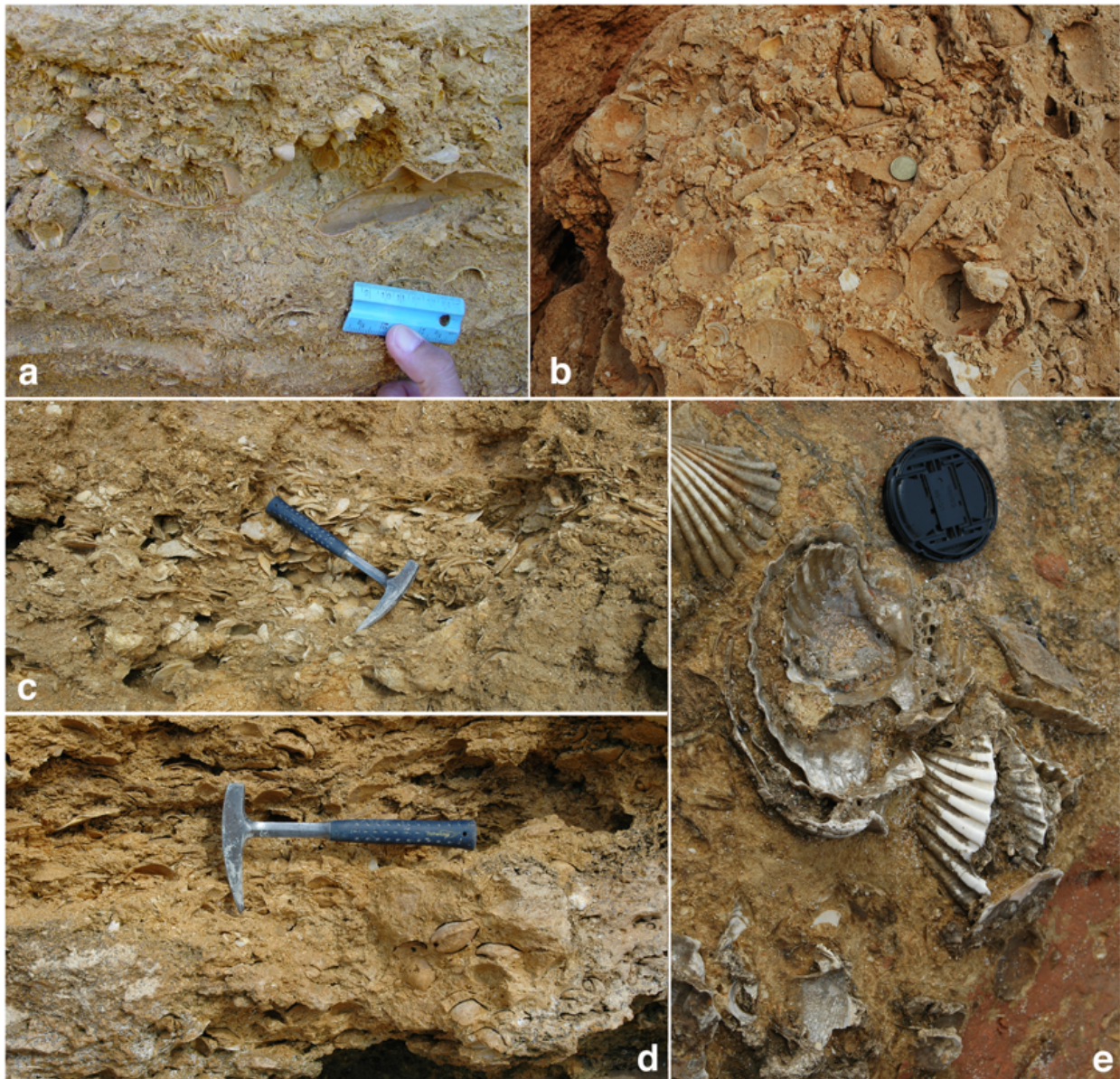


Figura 6. Unidad I de La Barrosa. **a-b)** Calizas bioclásticas compuestas principalmente por bivalvos, balánidos y equinodermos. **c)** Nivel de concentración de *O. edulis*. **d)** Nivel de concentración de *Glycymeris* spp preservados como moldes. **e)** Preservación de conchas de pectínidos empaquetadas y con la concavidad hacia techo en una tempestita.

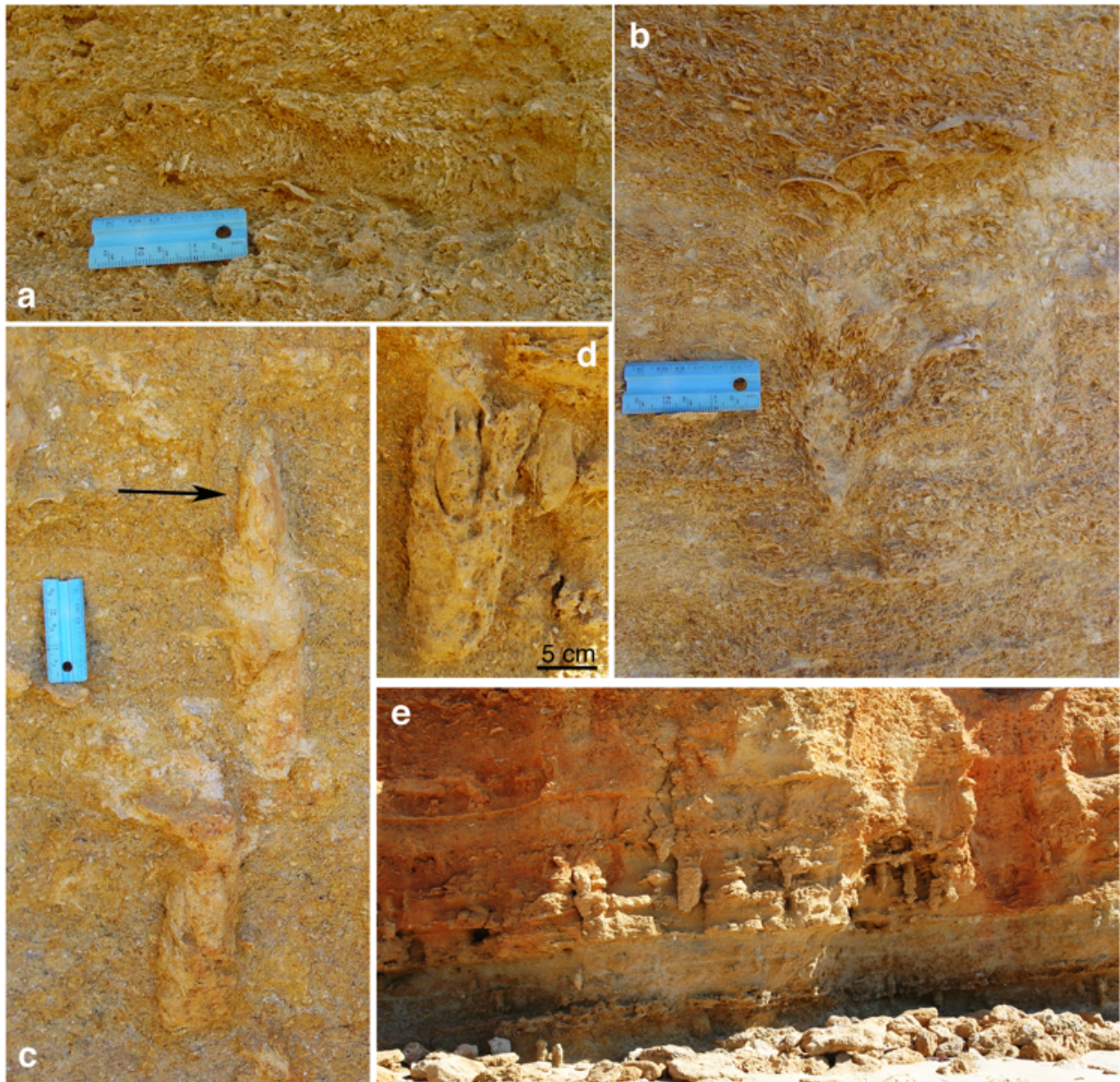


Figura 7. Trazas de bioturbación en la Unidad I de La Barrosa. **a)** Probable traza de *Scolicia* puesta de manifiesto por la reorientación de los bioclastos. Obsérvese que se forman láminas cóncavas hacia la izquierda de la imagen que representan el relleno activo de la traza al desplazarse el equinodermo. **b)** Estructura de escape. **c-d)** Trazas de *Scalichnus* con los productores, *Panopea*, preservados en el interior de las galerías (flecha en c). **e)** Las estructuras cilíndricas verticales corresponden a trazas de *Scalichnus* que aparecen truncadas a diferentes alturas por capas más endurecidas que dan un cierto resalte topográfico (tempestitas).

En conjunto, los carbonatos de la Unidad I en La Barrosa se formaron en una plataforma interna con un alto nivel de energía. Las capas de fósiles con bases erosivas se interpretan como depósitos de tormentas. Los niveles arenosos intercalados en la parte inferior y media de la unidad se interpretan como sedimentos formados en una plataforma media de ambiente menos energético. Esto queda evidenciado por la naturaleza del sedimento y por la conservación de organismos en posición de vida (*Scalichnus*). Representarían, por tanto, pulsos de profundización en una secuencia en general regresiva (Aguirre, 1995). Por su parte, los niveles tabulares cementados que truncan las galerías de *Panopea* se corresponden con niveles de tempestitas. Estos eventos de depósito producirían el enterramiento catastrófico de las valvas de *Panopea*, preservándose así una instantánea aproximada de las poblaciones originales de este bivalvo (Aguirre & Gibert, 2008).

Gutiérrez Mas & Mas (2012, 2013) indican la existencia de un nivel de grandes bloques de calizas bioclásticas (rudstones) en la parte inferior de la sección de La Barrosa, por encima del primer nivel de limos-arenas finas descrito anteriormente. Para estos autores, este nivel representa una capa de acumulación debido a un evento de alta energía relacionado con un posible tsunami. Como se puede observar en el afloramiento, este nivel de bloques no se observa. En cuanto a la cronología de este afloramiento, Gutiérrez Mas & Mas (2012, 2013) indican una edad de Mioceno superior-Plioceno inferior (5.3 Ma o más antiguo) a partir de los isótopos de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) obtenidos en una concha de un pectínido y otra de una ostra tomadas en un nivel situado estratigráficamente por encima del primer nivel de limos-arenas finas. Sin embargo, en los limos-arenas finas se encuentran *Globorotalia margaritae*, *G. puncticulata* y *G. crassaformis*, una asociación de foraminíferos planctónicos típica de la parte superior del Plioceno inferior (biozona PL 2 de Wade *et al.*, 2011). Según estas dataciones, estos limos-arenas finas serían más recientes que las calcirruditas que están por encima de forma concordante. Obviamente, esta inversión cronológica apunta a que las edades obtenidas a partir de los isótopos de estroncio son contradictorias con los datos bioestratigráficos y, por tanto, cuestionables.

4.1.2. Unidad III

La Unidad III se dispone horizontalmente sobre los carbonatos de la Unidad I. Está constituida por conglomerados muy cementados y con un alto contenido en

fósiles que presentan bases canalizadas (**Fig. 8a**). Los conglomerados están formados por cantos predominantemente de cuarcitas muy redondeados (**Figs. 8b-c**). El tamaño y el contenido en cantos aumenta hacia el techo de la unidad a la vez que disminuyen hacia el ESE. Entre los cantos se encuentran también numerosos restos de fósiles, dominando sobre todo valvas desarticuladas y muy abrasionadas de ostras (*Ostrea edulis*). Localmente, en la base de la unidad se encuentran numerosos rodolitos (**Figs. 8b-c**), estructuras nodulares formadas por el intercrecimiento de algas rojas calcáreas y otros invertebrados encostrantes (foraminíferos bentónicos, briozoos y serpulidos, y, en menor proporción, verméticos y balánidos). Entre los conglomerados se intercalan niveles de calcarenitas-calcirruditas con estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo (**Fig. 8d**) y, ocasionalmente, con estratificaciones cruzada en artesa y en “cola de pez” (*herringbone cross-stratification*). Las estructuras sedimentarias indican un sentido de paleocorrientes dominante hacia el SSE.

La Unidad III en La Barrosa se interpreta como el resultado del avance hacia el SSE de las facies de llanuras deltaicas desarrolladas en el entorno de la Bahía de Cádiz (**Fig. 3c**). Las sucesivas avalanchas detríticas serían distalmente retrabajadas por procesos costeros, como corrientes mareales, por olas, o por la deriva litoral, formando cordones litorales y playas representados por las arenas con estratificación cruzada tabular de bajo ángulo (*foreshore*) (Aguirre, 1995).

4.2. Segunda parada: Cala del Tío Juan de Medina (Cabo Roche)

4.2.1. Unidad I

En esta parada se observan materiales de las unidades I y III. La Unidad I aflora escasamente y está representada por limos arcillosos verdosos masivos. Lo más característico de estos limos es la presencia de abundantes trazas fósiles, mayoritariamente *Rosselia socialis* (**Fig. 9**). Ocasionalmente se encuentran algunas valvas desarticuladas pero completas de *Amusium cristatum* y otros pectínidos de pequeño tamaño y con conchas finas y poco ornamentadas. Estos organismos son típicos de ambientes marinos profundos. Así mismo, se reconocen conchas de foraminíferos bentónicos que pueden llegar a alcanzar algo más de 5 mm de diámetro, como *Lenticulina*, *Lobatula* y *Cibicides*. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos y bentónicos indican un ambiente de plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas.

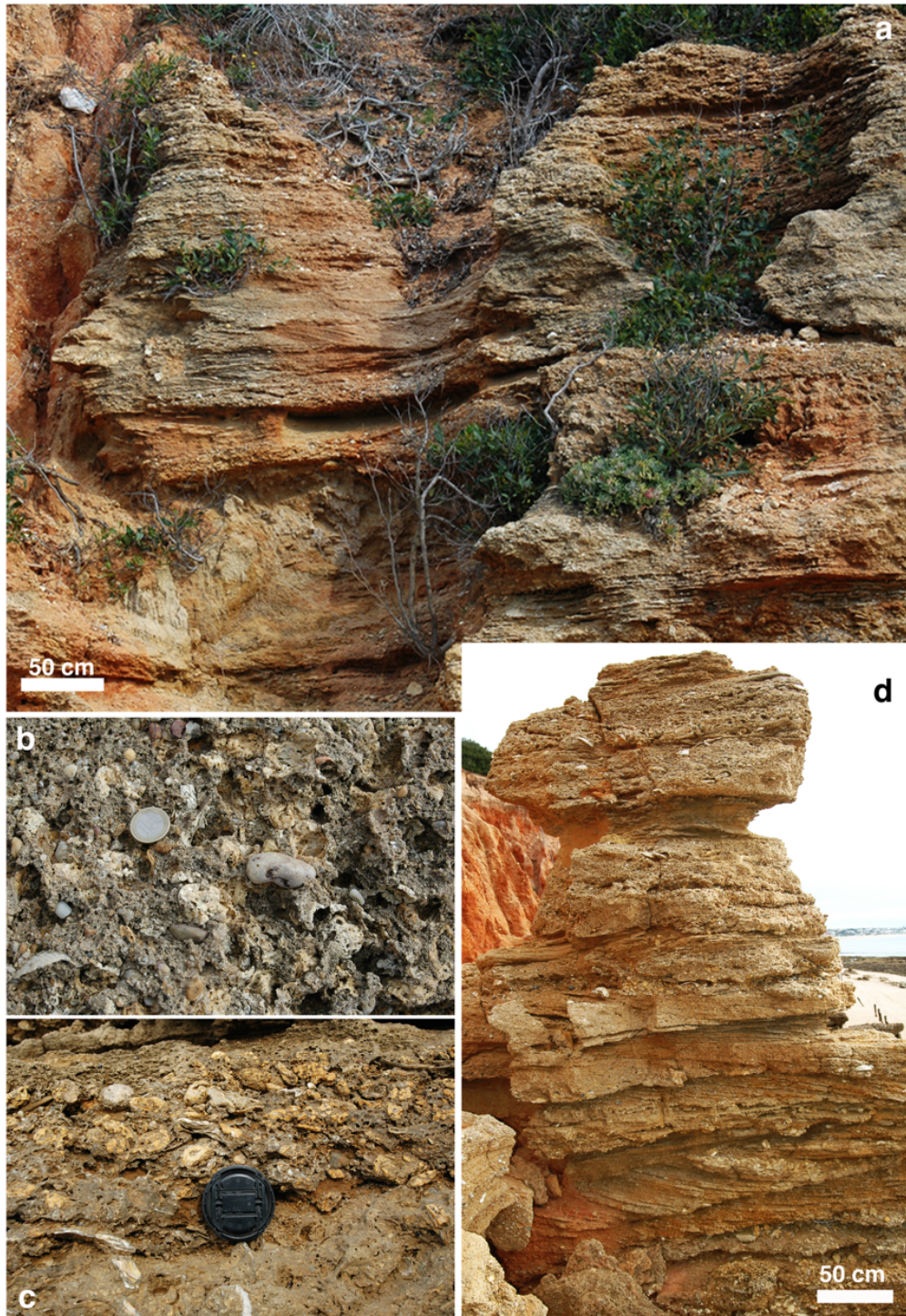


Figura 8. Unidad III en La Barrosa. **a)** Alternancia de niveles canalizados de conglomerados y arenas gruesas con estratificación cruzada en artesa. **b-c)** Nivel basal con abundantes rodolitos. Los cantos son de cuarcitas bien redondeadas. **d)** Alternancia de conglomerados canalizados con estratificaciones cruzadas en artesa y arenas medias-gruesas muy bien clasificadas con estratificación cruzada planar unidireccional.



Figura 9. Limos de la Unidad I en los acantilados de Cabo Roche. Nótese la intensa bioturbación, en este caso principalmente de *Rosselia socialis*.

4.2.2. Unidad III

Por encima de estos limos arcillosos se disponen los materiales de la Unidad III mediante un contacto neto. Son carbonatos extensamente dominados por rodolitos (Aguirre *et al.*, 1993; Aguirre, 1995). La unidad comienza con un tramo masivo de concentración de rodolitos de hasta 5 m de espesor máximo (**Fig. 10a**). Entre ellos se encuentra una abundante variedad de moluscos (bivalvos y gasterópodos), equinodermos y briozoos (**Fig. 10b**). Ocasionalmente también se encuentran restos de crustáceos y vertebrados marinos (dientes y vértebras de seláceos). Una buena parte de la fauna asociada a este nivel de rodolitos se preserva *in situ* o tafonómicamente muy poco alterada (Aguirre, 1992).

Por encima, en la zona central de la unidad, entre capas masivas de rodolitos se intercalan niveles de calcarenitas cementadas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* (**Fig. 10c**). En la mitad superior de la unidad el contenido en rodolitos disminuye, aumentando concomitantemente la proporción de bivalvos (sobre todo *Ostrea edulis* y algunos pectínidos) y el contenido en terrígenos. Se trata de cantos de cuarcitas muy redondeados que aumentan de tamaño hacia el techo de la unidad. Así mismo, las estructuras sedimentarias cambian a estratificaciones cruzadas en artesa, en “cola de pez” (*herringbone cross-stratification*) y planares (**Fig. 10d**). Localmente, estos materiales del techo de la unidad están cortados por grandes canales rellenos de materiales similares a los que corta (**Figs. 10e-f**). Finalmente, en la parte más alta de la unidad se encuentran arcillas y limos con numerosos niveles y nódulos de carbonato cálcico blanco muy pulverulento (**Fig. 10f**). Dentro de estas arcillas se intercalan cuerpos lenticulares de conglomerados bioclásticos.

El cambio vertical en los sedimentos, en las estructuras sedimentarias, en las asociaciones de fósiles (especies de algas coralinas dominantes en la construcción de los rodolitos y de las faunas asociadas) y en las propiedades tafonómicas de las asociaciones de fósiles indica una somerización hacia techo (Aguirre, 1992, 1995; Aguirre *et al.*, 1993). La acumulación basal de rodolitos se produjo en un ambiente de plataforma relativamente protegida y de baja energía (probablemente la zona más profunda en el interior de una bahía o ensenada). La presencia de estratificación cruzada de tipo *hummocky* en la parte central de la unidad indicaría el paso hacia un ambiente algo más somero bajo el influjo de las tormentas. Finalmente, la mitad superior de la unidad se depositó en ambientes cada vez más someros como lo atestiguan las estructuras sedimentarias y el grado de alteración tafonómica de los fósiles (Aguirre, 1992, 1995; Aguirre *et al.*, 1993). Las estructuras canalizadas que se observan son el producto de la actividad de las tormentas. En este contexto de somerización progresiva, los grandes canales que cortan los sedimentos en la parte superior de la unidad podrían interpretarse como canales mareales que presentan un relleno con los propios sedimentos circundantes.



Figura 10. Unidad III en los acantilados de Cabo Roche (acceso a la Cala del Tío Juan de Medina). **a)** Vista de toda la unidad mostrando un detalle del nivel de concentración de rodolitos

de la base de dicha unidad. **b)** Detalle de acumulación de gasterópodos (*Turritella*) asociados a los rodolitos. **c)** Estratificación cruzada de tipo *hummocky*. **d)** Estratificación cruzada bidireccional (*herringbone cross-stratification*). **e-f)** Canales excavados en la parte alta de la unidad. A techo de la unidad se observa un nivel de arcillas grisáceas con nódulos blanquecinos de carbonato cálcico pulverulento (parte alta de la sección en **f**).

Alternativamente, podrían tratarse de canales producidos por el oleaje de tormentas, pero el nivel de incisión que muestran (varios metros de erosión) es muy grande en comparación con las otras estructuras canalizadas de menor tamaño. Finalmente, podría tratarse de canales fluviales que avanzaran en la zona más somera de la plataforma. Sin embargo, no hay nada que apoye la existencia de relieves emergidos importantes que dieran lugar a la generación de sistemas de ramblas que cortaran la plataforma. Por último, los limos y arcillas de la parte superior de la unidad se corresponden con sedimentos de lagunas costeras en las que se depositarían eventualmente conglomerados bioclásticos como consecuencia de desbordamientos de sedimentos marinos debido a eventos de alta energía como las tormentas; serían *washover bank deposits*.

4.3. Tercera parada: Faro de Cabo Roche-Cala del Aceite

Esta parada tiene un doble objetivo. Por un lado, desde el faro de Cabo Roche se hará una observación panorámica de las unidades pliocenas en la zona. En segundo lugar, el resto de la parada se centrará en el análisis del contacto entre las unidades I y II al tiempo que se observarán algunos detalles de la Unidad II.

En la vista panorámica propuesta se ve una perspectiva hacia el este de la relación geométrica entre las tres unidades y la discordancia angular que separa la Unidad III de los materiales pliocenos infrayacentes (**Fig. 5c**).

El contacto entre la Unidad I y la Unidad II está representado por una superficie de omisión delimitada por una intensa bioturbación de *Thalassinoides* descrito y comentado anteriormente (**Fig. 4**).

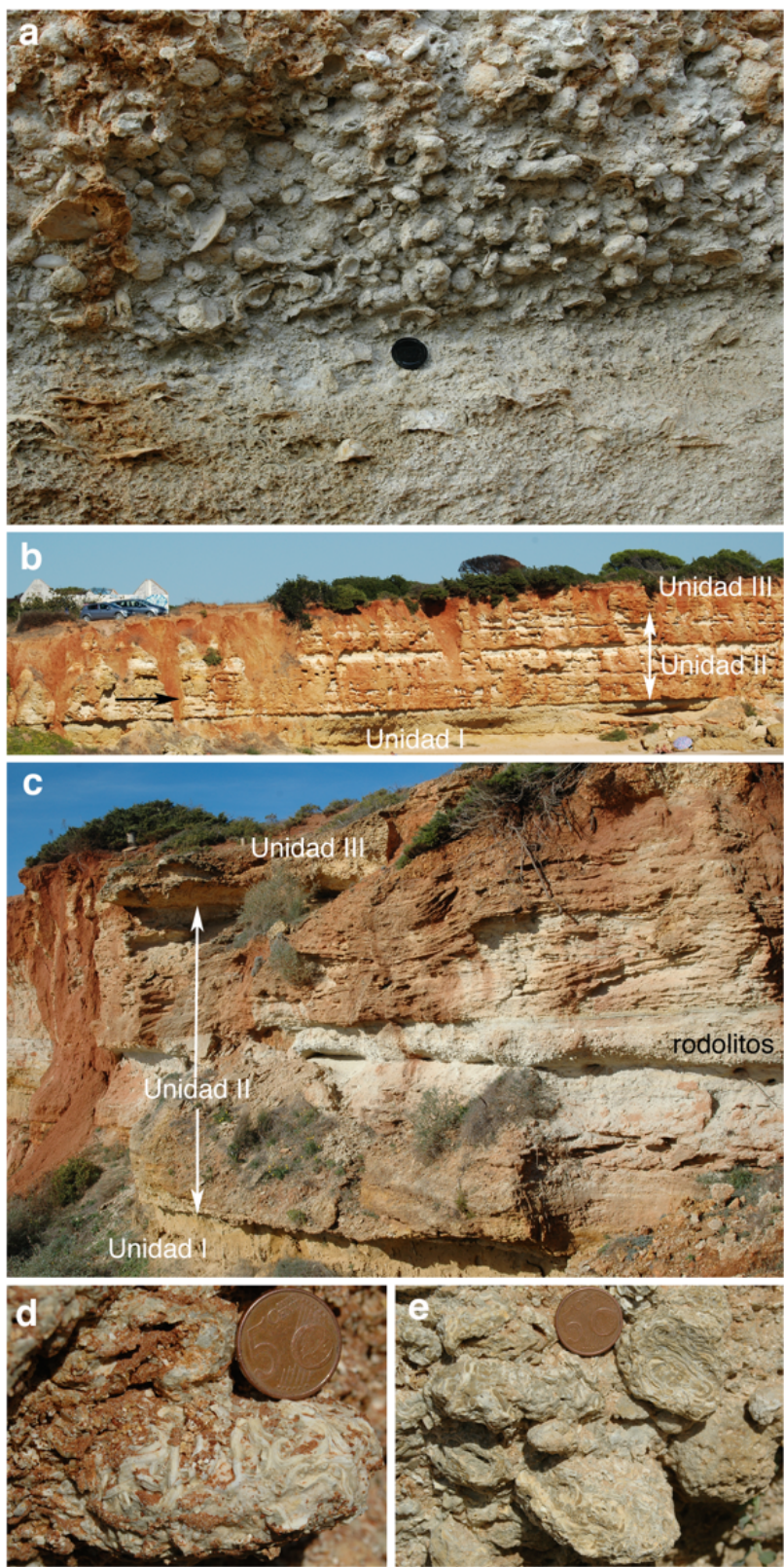


Figura 11. Unidad II en Cala del Aceite. **a)** Detalle del contacto neto y brusco entre la Unidad II, calcirruditas cementada, y la Unidad III, concentración de rodolitos, en la zona del faro de Cabo

Roche. **b)** Vista panorámica de la Unidad II en Cala del Aceite (flecha blanca vertical). En la parte media de la unidad se observa un cuerpo con estratificación cruzada planar unidireccional (la flecha negra indicaría el sentido de migración de la estructura). **c)** Detalle de la unidad al E de Cala del Aceite donde se ve el nivel de rodolitos y la parte alta de la unidad, con numerosas estratificaciones cruzadas. **d-e)** Detalle de rodolitos formados por el intercrecimiento de serpúlidos con algas coralinas.

En la vertical del faro de Cabo Roche y en la zona del puerto de Conil, la Unidad II está constituida exclusivamente por un nivel de rudstone bioclástico muy cementado de casi un metro de espesor (**Fig. 11a**). Los fósiles dominantes son bivalvos, balánidos, briozoos y serpúlidos encostrando las valvas de los bivalvos. Internamente se observan algunas superficies de amalgamación. Hacia el este la unidad incrementa su espesor, alcanzando su máximo desarrollo vertical al E de Cala del Aceite. Aquí, por encima del nivel de rudstone basal se pasa a arenas medias. En la parte inferior aparece un cuerpo de 1-1.5 m de espesor, con estratificación cruzada planar unidireccional, indicando un sentido de migración predominante de la duna hacia el E (**Fig. 11b**). Sobre estas arenas se encuentra un nivel de 60 cm de espesor de rodolitos (**Fig. 11c**), en este caso formados principalmente por el intercrecimiento de algas calcáreas rojas y serpúlidos (nódulos de serpúlidos según Aguirre *et al.*, 1993) (**Figs. 11 d-e**). Finalmente, hacia techo se pasa a unas calcarenitas-calcirruditas bioclásticas con estratificación cruzada en artesa (**Fig. 11c**).

El hecho de que la distribución horizontal de la Unidad II sea tan limitada espacialmente apuntaría a que probablemente se trate de depósitos formados en pequeñas ensenadas. El alto grado de destrucción de los fósiles encontrados en dicha unidad, junto a la presencia de numerosas estructuras sedimentarias, indica un ambiente de depósito somero de plataforma interna. La presencia de numerosas superficies de amalgamación internas en la parte basal de la unidad se corresponderían con repetidos eventos de tormentas. Por otro lado, la alta tasa de colonización por parte de epizoos sobre conchas desarticuladas de bivalvos indicaría una prolongada exposición sobre el fondo marino de los restos esqueléticos, en la zona tafonómicamente activa. Esto, además, incrementaría el alto grado de destrucción tafonómica de los restos esqueléticos.

En su conjunto, esta unidad representa un patrón de somerización hacia techo (Aguirre, 1995). Como se ha comentado anteriormente, el contacto inferior de la Unidad II es una superficie de omisión que implica un cambio en las condiciones de depósitos radical. Sobre la Unidad I, constituida por limos arcillosos depositados en aguas profundas, en ambientes de plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, se depositaron calcirruditas formadas en una plataforma interna somera. Dicho cambio implica la existencia de una discontinuidad estratigráfica.

Por encima de la Unidad II se disponen discordantemente los depósitos de rodolitos de la Unidad III (**Fig. 11a**).

Gutiérrez Mas & Mas (2012, 2013), según datos de isótopos de estroncio, asignan tanto la Unidad II como toda la Unidad III de la zona de los acantilados de Cabo Roche al Pleistoceno, con edades comprendidas entre 1.9 Ma y 0.6 Ma. Sin embargo, en los acantilados del puerto de Conil atribuyen una edad de 1.9 Ma a las calcirruditas basales de la Unidad II según los isótopos de estroncio obtenidos en una valva de *Ostrea* y de 3.6 Ma a un rodolito de la Unidad III que estratigráficamente está por encima de las calcirruditas anteriores. De nuevo, esta inversión cronológica pone de manifiesto que los resultados de isótopos de estroncio son bastante cuestionables.

4.4. Cuarta parada: Playa Fuente del Gallo

El principal objetivo de esta última parada es observar el cambio lateral de la Unidad I en una sección proximal-distal (SE-NO). Se realizará un corte a lo largo de la playa Fuente del Gallo hasta la cala de El Puntalejo (NO de Conil de la Frontera). A partir de este punto y hacia el O-NO, la unidad puede seguirse en continuidad por los acantilados de Cabo Roche hasta la Torre del Puerco. En los alrededores a la cala del hotel Flamenco se observa el contacto de esta unidad con los sedimentos infrayacentes. Se trata de una discordancia angular en la que los sedimentos pliocenos descansan sobre unas margas azules-grises del Mioceno superior que muestran una laminación horizontal muy penetrativa (**Fig. 12**).



Figura 12. Discordancia angular entre las margas del Mioceno superior y los materiales de la Unidad I en la zona próxima a la cala del hotel Flamenco. En el cuadro inferior izquierdo se muestra un detalle del laminado de las margas.

En el extremo SO de la playa Fuente del Gallo, los materiales del Plioceno se disponen junto a sedimentos del Mioceno superior, que afloran en continuidad hacia el SE (hacia Conil) a lo largo de las playas del Roqueo y la Fontanilla, mediante una falla normal. En esta zona, la más próxima a la paleocosta, el Plioceno comienza con unas calcarenitas que muestran estratificaciones cruzadas en artesa de gran escala (**Fig. 13**) que indican una dirección de paleocorriente dominante E-NE ($N60^{\circ}-70^{\circ}E$). Las calcarenitas están formadas por fragmentos de bioclastos donde se reconocen algunas valvas parcialmente completas de *Neopycnodontes*, *Chlamys* spp y *Korovkovia oblonga*. Las capas de las artesas están intensamente bioturbadas, reconociéndose trazas de *Bichordites* y *Macaronichnus segregatis degiberti* (**Figs. 14a-b**).



Figura 13. Estratificación cruzada en artesa de gran escala presentes en la Unidad I que aflora en el extremo oriental de la playa Fuente del Gallo.

Hacia el NO, las calcarenitas van desapareciendo progresivamente pasándose a arenas medias con estratificaciones en artesa que intercalan cuerpos de estratificación cruzada planar indicando un sentido de paleocorriente dominante hacia el NO ($N310^{\circ}$ - $320^{\circ}E$). En estas arenas se intercalan también cuerpos tabulares de arenas medias más cementados. Las láminas de las estructuras sedimentarias están intensamente bioturbadas, con *Bichordites* y *Macaronichnus* como icnogéneros dominantes.

En una posición algo más distal, hacia el NO, el sedimento sigue disminuyendo de tamaño de grano, cambiando a arenas finas y finalmente a limos. En las arenas finas se intercalan niveles tabulares de areniscas cementadas. Tanto en estos niveles tabulares como en las arenas finas aparecen numerosas trazas de *M. segregatis degiberti* junto con *R. socialis* (**Figs. 14c-d**).

Finalmente, antes de alcanzar la cala de El Puntalejo, afloran limos arcillosos verdosos y margas azules. En los limos dominan trazas como *Rosselia socialis*, *Cylindricnus concentricus*, *Teichichnus rectus*, *Planolites montanus* (**Figs. 14e-f**) y ocasionales *Ophiomorpha nodosa*. Esta facies limosa se mantiene lateralmente hacia al NO hasta las proximidades a la Torre del Puerco, donde la Unidad I está caracterizada por arcillas azules.

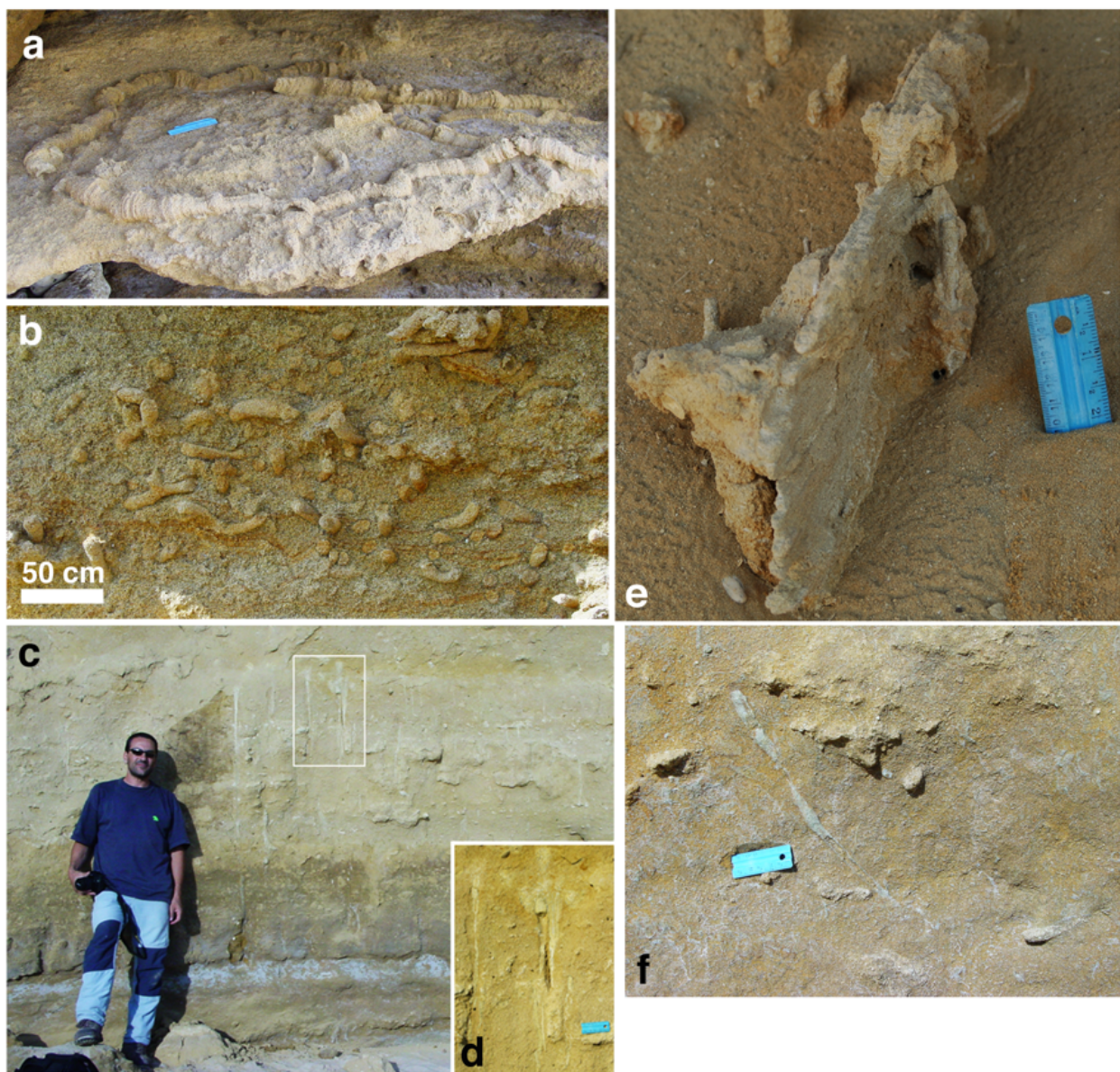


Figura 14. Trazas de bioturbación de la Unidad I en la playa Fuente del Gallo. **a)** *Bichordites* de gran tamaño. **b)** *Macaronichnus segregatis degiberti*. Se observa el recubrimiento externo de las trazas, constituido por granos de glauconita, y ocasionales divisiones de las galerías. **c-d)** Galerías verticales de *Rosselia socialis* mostrando un detalle de las trazas indicado en el recuadro blanco y en **d)**. **e)** *Teichichnus rectus* con gran desarrollo vertical y horizontal. **f)** Conjunto de trazas representadas por *Cylindrichnus concentricus* y *Planolites montanus*.

El cambio de facies observado desde las inmediaciones a Conil de la Frontera hacia el NO se interpreta como un cambio lateral hacia ambientes cada vez más profundos (Aguirre *et al.*, 2010). En los afloramientos de Fuente del Gallo, las calcarenitas con estratificaciones cruzadas se formaron en un ambiente somero de la plataforma interna. Progresivamente, la disminución en el tamaño de grano hasta los limos arcillosos y finalmente arcillas azules indica una progresiva profundización en las condiciones de depósito hasta ambientes de plataforma externa-borde de talud. Los niveles de areniscas tabulares cementadas se interpretan como flujos de granos, probablemente relacionados con depósitos de tormentas. De igual forma, los cuerpos tabulares de estratificación cruzada planar podrían interpretarse como dunas con un desplazamiento aproximadamente paralelo a la paleocosta como consecuencia de las corrientes de tormentas. En este contexto de profundización las asociaciones de organismos productores de las diferentes trazas fósiles encontradas experimentaron cambios en paralelo a la vez que se producía un alejamiento de la paleocosta (Aguirre *et al.*, 2010).

AGRADECIMIENTOS

La realización de este trabajo se ha visto beneficiada por la financiación obtenida a través del Grupo de Investigación RNM-190 de la Junta de Andalucía, del Proyecto de Investigación CGL2013-47236-P del Ministerio de Economía y Competitividad y del Fondo Europeo del Desarrollo Regional (FEDER).

Referencias

- Aguirre, E., Lhenaff, R. & Meco, J. 1967. Nouvelles observations stratigraphiques sur la Mesa de Asta (Cadix, Espagne). *Compte Rendus Som. Société Géologique de France*, **3**: 82–83.
- Aguirre, J. 1991. Estratigrafía del Plioceno de la costa de Cádiz entre Chiclana y Conil. *Geogaceta*, **9**: 84–87.
- Aguirre, J. 1992. Evolución de las asociaciones fósiles del Plioceno marino de Cabo Roche (Cádiz). *Revista Española de Paleontología*, nº Extra, 3–10.

- Aguirre, J. 1995. Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas de dos discontinuidades estratigráficas en los depósitos pliocénicos de Cádiz (SW de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8**: 161–174.
- Aguirre, J. 1998. Bioconstrucciones de *Saccostrea cucullata* Born, 1778 en el Plioceno superior de Cádiz (SW de España): implicaciones paleoambientales y paleoclimáticas. *Revista Española de Paleontología*, **13**: 27–36.
- Aguirre, J. 2000. Evolución paleoambiental y análisis secuencial de los depósitos pliocenos de Almayate (Málaga, sur de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **13**: 431–443.
- Aguirre, J. & Gibert, J.M. de 2008. Trace fossil assemblages as ‘snapshots’ of past populations. A case study from the lower Pliocene deposits of Cádiz (SW Spain). *5ª Reunión de Tafonomía y Fossilización / 3rd Meeting on Taphonomy and Fossilization. TAPHOS'08*, Libro de Resúmenes, 5.
- Aguirre, J., Braga, J.C & Martín, J.M. 1993. Algal nodules in the upper Pliocene deposits at the coast of Cádiz (S Spain). In: *Studies on Fossil Benthic Algae* (eds. Barattolo, F., De Castro, P. & Parente, M.). *Bolletino della Societa Paleontologica de Italia*, Special Volume, 1–17.
- Aguirre, J., Castillo, C., Ferriz, F.J., Agustí, J. & Oms, O. 1995. Marine-continental magnetostratigraphic correlation of the *Dolomys* subzone (middle of late Ruscinian): Implications for the late Ruscinian age. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **117**: 139–152.
- Aguirre, J., Cachão, M., Domènech, R., Lozano-Francisco, M.C., Martinell, J., Mayoral, E., Santos, A., Vera-Peláez, J.L. & Silva, C.M. da 2005. Integrated biochronology of the Pliocene deposits of the Estepona Basin (Málaga, S Spain). Palaeobiogeographic and palaeoceanographic implications. *Revista Española de Paleontología*, **20**: 225–244.
- Aguirre, J., Gibert, J.M. de, Puga-Bernabéu, Á. 2010. Proximal–distal ichnofabric changes in a siliciclastic shelf, Early Pliocene, Guadalquivir Basin, southwest Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **291**: 328–337.
- Aguirre, J., Domènech, R., Martinell, J., Mayoral, E., Santos, A. & Pérez-Asensio, J.N. 2017. Witnesses of the early Pliocene sea-level rise in the Manilva Basin (Málaga, S. Spain). *Spanish Journal of Palaeontology*, **32**: 35–52.
- Alonso Rodríguez, J. 1952. Geología de la provincia de Cádiz. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **50**: 221–266.
- Benkhelil, J. 1976. Etude neotectonique de la terminaison occidentale du Cordillères Bétiques. Thèse 3ème Cycle, Universidad de Nice, 180 pp.
- Berggren, W.A. & Haq, B.U. 1976. The Andalusian stage (Late Miocene): Biostratigraphy, biochronology and paleoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **20**: 67–129.
- Berggren, W.A., Aubry, M.P. & Hamilton, N. 1983. Neogene magnetostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic). *Initial Reports of the DSDP*, **72**: 675–713.

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III & Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (eds. Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. & Handerbol, J.), SEPM Special Publication, **54**: 129–212.
- Braga, J.C., Martín, J.M. & Aguirre, J. 2002. Tertiary. Southern Spain. In: *The Geology of Spain* (eds. Gibbons, W. & Moreno, T.). The Geological Society, London, 320–327.
- Channell, J.E.T., Rio, D., Sprovieri, R. & Glaçon, G. 1990. Biomagnetostratigraphic correlations from Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, **107**: 669–682.
- Chauve, P. 1967. Etude géologique du nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). Thèse 3ème Cycle, Universidad de Paris.
- Díaz, M.G., Benot, C. & Parra, A. 1988. Determinación del límite Mioceno-Plioceno y reconocimiento del Plioceno inferior en Tomares (Sevilla). *Estudios Geológicos*, **44**: 293–299.
- Ferriz, F.J. & Aguirre, J. 1992. Sedimentary evolution of the Atlantic coast of Cádiz (southwestern Spain) during the late Pliocene. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Tomo I: 118–122.
- Gavala, J. 1916. Regiones petrolíferas de Andalucía. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **37**: 29–221.
- Gavala, J. 1921. Los alumbramientos de aguas subterráneas en las manchas terciarias que rodean la Bahía de Cádiz. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **42**: 355–362.
- Gavala, J. 1924. *Mapa Geológico de la Provincia de Cádiz*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Gavala, J. 1927. Cádiz y su bahía en el transcurso de los tiempos geológicos. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, **49**: 1–29.
- Gavala, J. 1959. *La Geología de la Costa y Bahía de Cádiz y el Poema “Ora Maritima” de Aviceno*. Servicio de Publicaciones de la Diputación de Cádiz (facsimil publicado en 1992). 315 pp.
- Gutiérrez-Mas, J.M. & Mas, R. 2012. Pliocene lithofacies within the marine geologic record from the Cadiz Bay (SW Spain). Evidence of an event of high energy during the Pleistocene. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **25**: 119–132.
- Gutiérrez-Mas, J.M. & Mas, R. 2013. Record of very high energy events in Plio-Pleistocene marine deposits of the Gulf of Cadiz (SW Spain): facies and processes. *Facies*, **59**: 679–701.
- Gutiérrez-Mas, J.M., Martín-Algarra, A., Domínguez-Bella, S. & Moral-Cardona, J.P. 1991. *Introducción a la Geología de Cádiz*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz. 315 pp.
- Hernández Pacheco, F. & Amor, I. 1964. Materiales areniscosos del frente litoral de la Barrosa, Chiclana de la Frontera (Cádiz). *Estudios Geológicos*, **20**: 175–182.
- Kennett J.P. & Srinivasan M.S. 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera - A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, U.S.A. 265 pp.

- Mabesoone, J.M. 1963. Les sédiments pré-Quaternaires et Villafranchiens du bassin fluvial de la Guadalete (prov. de Cadix). *Estudios Geológicos*, **19**:143–159.
- Mac-Pherson, J. 1873. Bosquejo Geológico de la Provincia de Cádiz. Imprenta de la Revista Médica. 156 pp.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. & Puga-Bernabéu, Á. 2009. History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): a narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic–Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology*, **216**: 80–90.
- Martín, J.M., Puga-Bernabéu, Á., Aguirre, J. & Braga, J.C. 2014. Miocene Atlantic-Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (southern Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **27**: 175–186.
- Martínez del Olmo, W. & Martín, D. 2016. El Neógeno de la Cuenca del Guadalquivir-Cádiz (Sur de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **29**: 35–58.
- Perconig, E. 1966. Sobre la proposición del nuevo término estratigráfico «Andaluciense» para indicar la fase terminal del Mioceno de facies marinas. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **90**: 13–40.
- Perconig, E. 1973. El Andaluciense. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, España. Parte Sur: Andalucía Occidental, 201–223.
- Perconig, E. & Granados, L.F. 1973. El estratotipo del Andaluciense. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología, España. Parte Sur: Andalucía Occidental, 225–246.
- Ríaza, C. & Martínez del Olmo, W. 1996. Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cádiz Tertiary Basin. In: *Tertiary Basins of Spain: the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (eds. Friend, P.F. & Dabrio, C.J.). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 330–338.
- Rico-García, A., Aguirre, J. & González-Delgado, J.Á. 2008. Taphonomic analysis of the Pliocene deposits of Vejer de la Frontera (Cádiz, SW Spain). *Geobios*, **41**: 543–558.
- Sanz de Galdeano, C. & Vera, J.A. 1992. Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, **4**: 21–36.
- Viguié, C. 1974. Le Néogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). Histoire Géologique du «Bassin du Bas Guadalquivir». Ph.D. Thesis, University of Bordeaux, France.
- Viguié, C. & Magné, J. 1972. Stratigraphie du Néogène de l'extrémité nord-occidentale de la zona subbétique dans la province de Cadix (Espagne du Sud-Ouest). *Bulletin de la Société géologique de France*, **14**: 127–136.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. & Pälike, H. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, **104**: 111–142.
- Zazo, C. 1980. El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz. Tesis Doctoral, Universidad de Madrid (2 volúmenes).
- Zazo, C., Goy, J.L., Hoyos, M., Meco, J., Usera, J., García Vicente, J., Galvan, J. & Aguirre, E. 1977. El corte de Puerto Real y el problema del límite Plio-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz. *Trabajos sobre Neógeno/Cuaternario*, **6**: 319–339.

- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C., Civis, J. & Baena, J. 1985. Paleogeografía de la desembocadura del Guadalquivir al comienzo del Cuaternario (provincia de Cádiz, España). *Actas de la Iª Reunión del Cuaternario Ibérico*, 1: 461–472.

ÍNDICE DE AUTORES

ÍNDICE DE AUTORES

Aguado, R.	11	Figueirido, B.	58, 61
Aguirre, J.	16, 183	Forteza, N.	127
Alberola Giner, C.	178	Fraguas, A.	64
Álvarez García, R.	19	Fregenal Martínez, M.	105
Álvarez-Vázquez, C.	19, 94	Frigola, J.	138
Andjic, G.	21	García Sanz, I.	178
Arenillas, I.	74, 77	García-Aguilar, J.M.	86, 134
Arribas, A.	130	García-Alcalde, J.L.	67
Arz, J.A.	74, 77	García-Forner, A.	70
Asioli, A.	138	García-Ramos, J.C.	38
Barrios de Pedro, S.	105	García-Vicente, C.	74
Baumgartner, P.O.	21	Gilabert, V.	74, 77
Baz, S.	90, 92	Giner-Baixaui, A.	80
Bedi, Y.	90, 92	Gómez, J.J.	64
Belaústegui, A.	25	Goy, A.	38, 64
Belaústegui, Z.	16, 28, 32, 130	Gozalo, R.	83
Benítez de Lugo Enrich, L.	49	Guerra-Merchán, A.	86, 134
Berbel, J.	130	Guillem Martínez, J.	80, 178
Blain, H.-A.	49	Herrero, C.	165
Blanco Moreno, C.	105	Hirsch, F.	90, 92
Blanco-Ferrera, S.	35	Huhn, K.	138
Boisset Castells, E.	70	Ibáñez, J.	130
Botella, H.	108, 115	Kiliç, A.M.	90, 92
Buscalioni, A.D.	105	Klein, N.	103
Cacho, I.	138	Knight, J.A.	19, 94
Calvo, E.	138	Kuhlmann, J.	138
Castro, J.M.	150	Kukoc, D.	21
Caus, E.	42	Laplana, C.	49
Checa, H.	138	Łaska, W.	97
Chiappe, L.M.	172	Lebreiro, S.M.	99
Chirivella Martorell, J.B.	83	Liñán, E.	83
Comas-Rengifo, M.J.	38, 64	López Braña, R.	94
Company, M.	11	Lozano-Luz, R.	99
Consorti, L.	42	Márquez-Aliaga, A.	103
Coronado, I.	117, 156	Martín Abad, H.	105
Cózar, P.	35, 156	Martín Arnal, F.A.	108
De Renzi, M.	45	Martinell, J.	16, 28, 32, 130
Dies Álvarez, M.E.	83	Martínez-López, F.J.	11
Domènech, R.	16, 28, 32, 130	Martínez-Navarro, B.	134, 162
Domínguez García, A.C.	49	Martínez-Pérez, C.	83, 103, 115
Donoghue, P.C.J.	115	Martínez, G.	113
Dorador, J.	52, 55, 120	Martínez, M.	11
Duarte, L.V.	153	Marugán Lobón, J.	105
Dupret, V.	108	Mateos-Carralafuente, J.R.	117
Espigares, M.P.	134, 162	Mayoral, E.	16, 45, 120
Esteve-Altava, B.	108	Molina, J.M.	150
Ferrón, H.G.	115	Moratalla, J.J.	105

Morey, B.	124, 127	Rodríguez-Tovar, F.J.	52, 55, 97, 120, 150
Muñiz, F.	28, 130	Rodríguez, S.	117, 156, 159
Narváez, I.	32	Romero, A.	61
Navalón, G.	105	Ros-Montoya, S.	134, 162
Nieto, L.M.	150	Ruiz-Ortiz, P.A.	150
O'Dogherty, L.	11, 21	Said, I.	156
Ocaña, O.	16	Salazar Ramírez, R.W.	165
Ortega, F.	32	Samson, R.S.	115
Ortiz, J.E.	86	Sánchez-Bellón, A.	11
Palmqvist, P.	45, 134, 144, 162, 172	Sánchez-Palencia, Y.	86
Palomares Zumajo, N.	49	Sandoval, J.	11, 168
Paredes, R.	38	Santos, A.	16, 120
Peláez, J.I.	94	Sanz-López, J.	35
Pelejero, C.	138	Sanz, J.L.	172
Pena, L.D.	138	Sañudo Crespo, J.L.	105
Pérez-Asensio, J.N.	16, 138	Selles de Lucas, V.	115
Pérez-Claros, J.A.	142, 144	Serrano, F.	86
Pérez-Ramos, A.	61	Serrano, F.J.	61, 172
Pérez-Valera, J.A.	90, 92	Sevilla, P.	49
Piñuela, L.	38	Sierro, F.J.	99, 138, 176
Plasencia, P.	90, 92, 103	Somerville, I.D.	156
Poyato Ariza, F.J.	105	Suárez Vega, L.C.	38
Pozo Canales, J.	148	Titschack, J.	55
Rahman, I.	115	Torres, T.	86
Reolid, M.	103, 150, 153	Uchman, A.	97
Rita, P.	153	Usera Mata, J.	80, 178
Robinson, S.	77	Villena Gómez, J.A.	70, 103
Rodríguez-Castro, I.	159	Wagner, R.H.	19
Rodríguez-Gómez, G.	134		

33 JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Sociedad Española de Paleontología

Cádiz, 27-30 Septiembre 2017



PROGRAMA

MIÉRCOLES, 27 SEPTIEMBRE



17:00–20:00	REUNIÓN DE LA JUNTA DIRECTIVA SEP (Sala Palafox)
17:00–20:00	RECEPCIÓN Y ENTREGA DE LA DOCUMENTACIÓN (Patio Central)
20:00–22:00	APERITIVO DE BIENVENIDA (Patio Central)

JUEVES, 28 SEPTIEMBRE -MAÑANA

08:45–08:55	ACTO DE INAUGURACIÓN
08:55–09:00 Introducción	SESIÓN A: PALEOCEANOLOGÍA Presidentes: Julio Aguirre - Esmeralda Caus
09:00–09:45	Conferencia inaugural: Dr. Francisco J. Sierro (U. Salamanca) Evolución paleoceanográfica del Mediterráneo: intercambios con el Atlántico
09:45–10:00	L. Consorti, E. Caus Bioprovincias de macroforaminíferos durante el Cretácico Superior y su relación con la paleoceanografía
10:00–10:15	V. Gilabert, J.A. Arz, I. Arenillas, S. Robinson Impacto ambiental del vulcanismo del Decán en las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiense tardío en Caravaca (Murcia)
10:15–10:30	J.R Mateos-Carralafuente, I. Coronado, S. Rodríguez Registro isotópico en cochas de gigantopodóntidos del corredor del Rheico durante la glaciación del Carbonífero (Serpujoviense inferior): una glaciación dinámica
10:30–10:45	P. Rita, M. Reolid, L.V. Duarte (<i>Contribución IGCP 655</i>) Test-size changes in Foraminifera during the T-OAE in the Peniche section (Lusitanian Basin)
10:45–11:00	J. Dorador, F.J. Rodríguez-Tovar Análisis icnológico en estudios paleoceanográficos: aplicación del tratamiento de imágenes de alta resolución en sondeos marinos
11:00–11:40	Pausa - Café - Póster (Sesiones A, B y G)
11:45–12:10	Conferencia invitada: Dr. José Noel Pérez Asensio (U. Barcelona) Pleistocene to Holocene paleoceanographic changes in the Mediterranean Sea recorded by Benthic Foraminifera and their geochemical signature
12:10–12:15 Introducción	SESIÓN B: ICNOLOGÍA Presidentes: Francisco J. Rodríguez Tovar - Eduardo Mayoral
12:15–12:30	Z. Belaústegui, F. Muñiz, R. Domènech, J. Martinell Icnogenia, nuevos ejemplos a partir de estructuras de bioerosión
12:30–12:45	E. Mayoral, A. Santos, F.J. Rodríguez-Tovar, J. Dorador Caracterización paleoicnológica del tránsito Tortoniense-Messiniense en el sector de Cartaya, Huelva (SO de la Cuenca del Guadalquivir)
12:45–13:00	Z. Belaústegui, F. Ortega, I. Narváez, R. Domènech, J. Martinell Estudio preliminar de la actividad bioerosiva de insectos derméstidos en huesos de dinosaurio del Cretácico Superior de Lo Hueco (Cuenca, España)
13:00–13:15	M. De Renzi, P. Palmqvist, E. Mayoral Theoretical morphology and ichnofossils: <i>Gyrolithes</i> as a case study
13:15–13:30	Z. Belaústegui, A. Belaústegui Icnología, Modernismo y la montaña de Montjuïc (Mioceno, Barcelona, NE España)

JUEVES, 28 SEPTIEMBRE – MAÑANA (11:00–11:40)

SESIÓN PÓSTER

SESIÓN A: PALEOCEANOGRFÍA
R. Aguado, M. Company, M. Martinez, F.J. Martínez-López, L. O’Dogherty, A. Sánchez-Bellón, J. Sandoval Bioestratigrafía de alta precisión del Barremiense mediterráneo mediante nanofósiles calcáreos
A. Fraguas, M.J. Comas-Rengifo, A. Goy, J.J. Gómez Nuevos datos sobre la crisis de nanoplancton calcáreo vinculada al calentamiento del Toarciense inferior en el Norte de España
C. García-Vicente, I. Arenillas, J.A. Arz, V. Gilabert Análisis preliminar de la evolución paleoambiental del tránsito Cretácico–Paleógeno en Nye Klov (Dinamarca), basado en foraminíferos planctónicos
A. Giner-Baixaui, J. Usera Mata, J. Guillem Martínez A biometric comparison between <i>Rosalina douvillei</i> (Cushman, 1928) and <i>Trichohyalus aguayoi</i> (Bermúdez, 1935): two benthic foraminifera from restricted environments
R. Lozano-Luz, F.J. Sierro, S.M. Lebreiro Balance hídrico a través del Estrecho de Gibraltar (Golfo de Cádiz – Mar de Alborán) durante los últimos 18 Ka
M. Reolid, L.M. Nieto, F.J. Rodríguez-Tovar, J.M. Castro, J.M. Molina, P.A. Ruiz-Ortiz (<i>Contribución IGCP 655</i>) Microfossil assemblages and trace fossils analyses as a tool for interpreting sedimentary sequences during the Aptian, Early Cretaceous (Betic Cordillera, South Spain)
SESIÓN B: ICNOLOGÍA
J. Dorador, F.J. Rodríguez-Tovar, J. Titschack Improving ichnological analysis of modern cores based on processing of computed tomography data
W. Łaska, F.J. Rodríguez-Tovar, A. Uchman A mortal event killed the bivalve <i>Panopea</i> in their burrows: a case from Pliocene sediments of the Agua Amarga section, Almería, SE Spain
SESIÓN G: FLORA Y PATRIMONIO
C. Álvarez-Vázquez, R. Álvarez García, J.A. Knight, R.H. Wagner The Patac collection in the School of Mines of Oviedo University: the first illustrations of an Autunian (ex Permian) flora in the Cantabrian Mountains
J.A. Knight, C. Álvarez-Vázquez, R. López Braña, J.I. Peláez Fossil flora from Cerredo: the highest Stephanian succession of the Villablino Coalfield (León/Asturias, NW Spain)
A. García-Forner, E. Boisset Castells, J.A. Villena Gómez Revisión del marco jurídico español, tanto a nivel estatal como autonómico, en materia de patrimonio paleontológico

JUEVES, 28 SEPTIEMBRE -TARDE

16:55–17:00 Introducción	SESIÓN C: CORALES Presidentes: Juan Carlos Braga - Luis C. Sánchez de Posada
17:00–17:15	S. Rodríguez, I. Rodríguez-Castro Revisión de los corales del Carbonífero de la colección Termier: Rugosos con disepimentos
17:15–17:30	J. Aguirre, O. Ocaña, R. Domènech, J. Martinell, E. Mayoral, J.N. Pérez-Asensio, A. Santos Paisajes coralinos del Plioceno inferior en la Cuenca de Manilva (Málaga)
17:30–17:45	S. Rodríguez, I.D. Somerville, P. Cózar, I. Coronado, I. Said Asociación de corales del Viseense inferior de Ba Mussa (Cuenca de Azrou-Khenifra, Marruecos)
17:45–18:00	
18:00–18:30	Pausa – Café
18.30–20:30	Visita guiada por el casco antiguo de la ciudad de Cádiz

VIERNES, 29 SEPTIEMBRE -MAÑANA

08:55–09:00 Introducción	SESIÓN D: VERTEBRADOS Presidentes: Adrià Casinos Pardo - Paul Palmqvist
09:00–09:15	B. Figueirido Disparidad fenotípica de la articulación del codo en cánidos extintos y perros domésticos
09:15–09:30	A.C. Domínguez García, C. Laplana, P. Sevilla, H.-A. Blain, N. Palomares Zumajo, L. Benítez de Lugo Enrich Los micromamíferos de Castillejo del Bonete (Holoceno reciente, Terrinches, Ciudad Real)
09:30–09:45	B. Figueirido, A. Pérez-Ramos, F.J. Serrano, A. Romero Presencia de caries dentales en el oso de cara corta (<i>Arctodus simus</i>) del Pleistoceno de Norteamérica
09:45–10:00	F.A. Martín Arnal, B. Esteve-Altava, V. Dupret, H. Botella Patrones de conectividad, modularidad y complejidad del techo craneal de Placodermi (Gnathostomata), los primeros vertebrados con mandíbulas
10:00–10:15	C. Marínez-Pérez, H.G. Ferrón, I. Rahman, V. Selles de Lucas, R.S. Samson, P.C.J. Donoghue, H. Botella Aplicación de la Dinámica de Fluidos Computacional al estudio hidrodinámico de vertebrados primitivos
10:15–10:30	F.J. Serrano, L.M. Chiappe, P. Palmqvist, J.L. Sanz El vuelo de las primeras aves ibéricas hace 125 Ma.
10:30–10:45	P. Palmqvist, G. Rodríguez-Gómez, M.P. Espigares, S. Ros-Montoya, A. Guerra-Merchán, J.M. García-Aguilar, B. Martínez-Navarro La primera dispersión humana en Europa occidental: ¿una colonización demorada?
10:45–11:00	J.A. Pérez-Claros, P. Palmqvist <i>Homo naledi</i> , un homínido descontextualizado ¿en edad o en morfología?
11:00–11:40	Pausa - Café - Póster (Sesiones D y E)
11:45–12:10	Conferencia invitada: Dr. Peter O. Baumgartner (U. Lausana) Evolution of Late Cretaceous Radiolaria - relations with the Caribbean Large Igneous Province and carbon isotope shifts
12:10–12:15 Introducción	SESIÓN E: TÉCNICAS y TAXONOMÍA Presidentes: Gemma Martínez - Juan Usera Mata
12:15–12:30	J. Pozo Canales Evaluación de la eficacia de Paraloid B-72 y Nanorestore en la consolidación de fósiles carbonatados
12:30–12:45	J. Sandoval Sonniniidae (Ammonitida) del Jurásico medio de la Zona Subbética
12:45–13:00	J.A. Pérez-Claros Sobre la complejidad sutural en ammonoideos planiespirales del Cretácico: mayor complejidad no es mayor especialización
13:00–13:15	M.J. Comas-Rengifo, J.C. García-Ramos, A. Goy, R. Paredes, L. Piñuela, L.C. Suárez Vega Sucesión sedimentaria y bioestratigrafía del Sinemuriense superior (Cronozona Obtusum) en Asturias
13:15–13:30	J.L. García-Alcalde Formas raras de Dalmanélidos (braquiopodos, Orthida) del Devónico medio y superior de la Cordillera Cantábrica (N de España)

VIERNES, 29 SEPTIEMBRE – MAÑANA (11:00–11:40)

SESIÓN PÓSTER

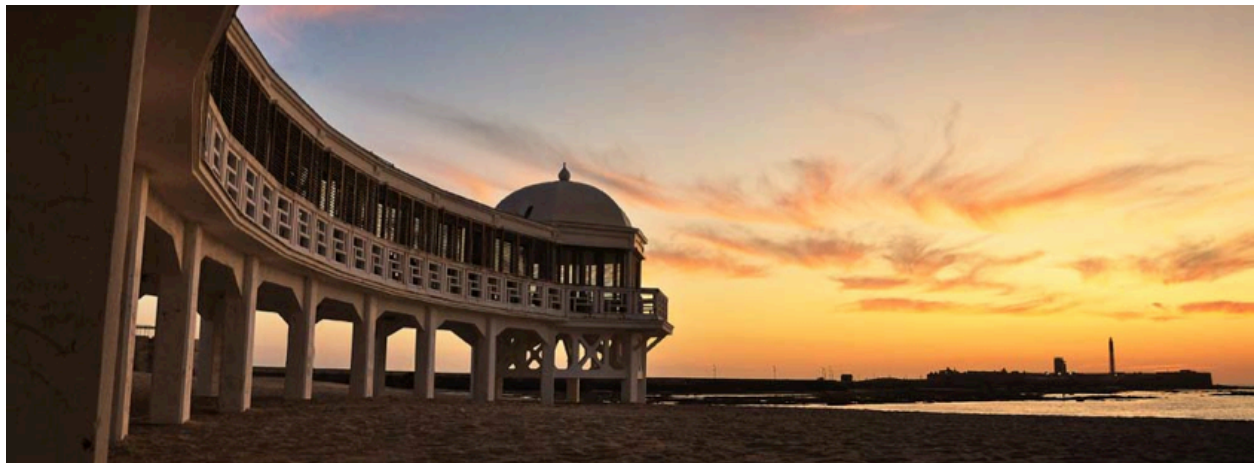
SESIÓN D: VERTEBRADOS
A. Márquez-Aliaga, N. Klein, M. Reolid, P. Plasencia, J.A. Villena, C. Martínez-Pérez A new marine reptile with nothosauroid affinities from the Ladinian of the Iberian Range (Spain)
H. Martín Abad, S. Barrios De Pedro, C. Blanco Moreno, M. Fregenal Martínez, J. Marugán Lobón, J.J. Moratalla, G. Navalón, F.J. Poyato Ariza, J.L. Sañudo Crespo, A.D. Buscalioni Análisis de la distribución del registro de Tetrápodos de las Hoyas (Cretácico Inferior, Cuenca)
F. Muñiz, Z. Belaústegui, A. Arribas, J. Berbel, J. Ibáñez, R. Domènech, J. Martinell Evidencias de la actividad bioerosiva de posibles insectos pterigotos en un hueso de bóvido (Plioceno inferior, Almería, SE España)
S. Ros-Montoya, B. Martínez-Navarro, M.P. Espigares, P. Palmqvist <i>Pannonictis nestii</i> (Martelli, 1906), una nueva especie de mustélido hallada en los yacimientos del Pleistoceno inferior de Orce (Granada, España)
SESIÓN E: TÉCNICAS y TAXONOMÍA
A. Guerra-Merchán, F. Serrano, J.M. García-Aguilar, T. Torres, J.E. Ortiz, Y. Sánchez-Palencia Travertinos pleistocenos de Mijas (Málaga): facies, modelo sedimentario y cronología mediante la racemización de aminoácidos en gasterópodos
G. Martínez Nuevos datos taxonómicos del género <i>Bouleiceras</i> Thévenin (Ammonoidea) en la Cordillera Ibérica (España)
B. Morey Contribución de los estudios ictiológicos a la interpretación del Plioceno marino de Mallorca (Mediterráneo occidental)
B. Morey, N. Forteza El potencial interpretativo del registro fósil de los moluscos litorales en el neógeno postectónico de Mallorca
J. Usera Mata, J. Guillem Martínez, C. Alberola Giner, I. García Sanz Sobre la edad de los materiales del Mioceno marino al Sur de la provincia de Valencia
R.W. Salazar Ramírez, C. Herrero (<i>Contribución IGCP 655</i>) Tafonomía de los foraminíferos del Pliensbachiense superior–Toarciense inferior en el sector occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica

VIERNES, 29 SEPTIEMBRE -TARDE

16:55–17:00 Introducción	SESIÓN F: TRILOBITES Y CONODONTOS Presidentes: Ana Márquez Aliaga - Sergio Rodríguez García
17:00–17:15	R. Gozalo, J.B. Chirivella Martorell, M.E. Dies Álvarez, E. Liñán, C. Martínez-Pérez Nuevos trilobites en un nivel de arqueociatos del piso 4 del Cámbrico en Valdoré (prov. León; Cordillera Cantábrica)
17:15–17:30	A.M. Kiliç, P. Plasencia, S. Baz, Y. Bedi, J.A. Perez-Valera, F. Hirsch A relevant conodont and ammonite fauna found in the Taraşçı Village (Seydişehir, Konya, Middle–Late Triassic, Turkey)
17:30–17:45	S. Blanco-Ferrera, J. Sanz-López, P. Cózar Conodontos de plataforma carbonatada en el Misisipiense–Bashkiriense temprano de la unidad de Picos de Europa, Montañas Cantábricas
17:45–18:00	A.M. Kiliç, P. Plasencia, S. Baz, Y. Bedi, J.A. Perez-Valera, F. Hirsch Presence of conodonts and ammonites in the Karacahisar autochthonous (Central - Western Taurides, Middle Triassic, Turkey)
18:00–18:30	Pausa – Café
18.30–20:30	Asamblea General de la SEP
21:00	Cena de clausura – Restaurante Balandro

SÁBADO, 30 SEPTIEMBRE

	Excursión de Campo EL PLIOCENO MARINO DE LA COSTA DE CÁDIZ J. Aguirre
08:30–18:30	Salida: Puerta del Aulario la Bomba (Sede del Congreso) Parada 1: La Barrosa Parada 2: Cala del Tío Juan de Medina (Cabo Roche) Parada 3: Faro de Cabo Roche - Cala del Aceite Parada 4: Playa Fuente del Gallo Comida: Casa Manolo Fuguilla (Conil) Regreso: Puerta del Aulario la Bomba (Sede del Congreso)



33 Jornadas – Sociedad Española de Paleontología
Cádiz, 27–30 septiembre 2017

<https://sepaleontologia.es>